

***INFERENCIA DEL COMPORTAMIENTO DEL NIVEL DE
CONDENSACIÓN POR ELEVACIÓN EN UN SITIO
ESTRATÉGICO DE LOS ANDES TROPICALES
FASE 1: COMPONENTE FÍSICA***

JUANITA CUEVAS MORENO

**Trabajo de grado para optar al título de
Ingeniera Ambiental**

Carlos Daniel Ruiz Carrascal

IC, MSc, MA, MPhil, PhD



**ESCUELA DE INGENIERÍA DE ANTIOQUIA
INGENIERÍA AMBIENTAL
ENVIGADO
2015**

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a mi familia, a mis padres que me han dado la oportunidad de realizar todos mis estudios y a los compañeros que me acompañaron durante toda la carrera.

Agradezco a Dios por mostrarme el mejor camino y darme la sabiduría para desarrollar este trabajo.

Agradezco también a todos los docentes que me guiaron durante este proceso académico, en especial a mi asesor Daniel Ruiz por su apoyo incondicional y a los demás profesores que apoyaron el desarrollo de este trabajo de grado.

CONTENIDO

	pág.
1. PRELIMINARES.....	12
1.1 Planteamiento del problema	12
1.2 Objetivos del proyecto	13
1.2.1 Objetivo general	13
1.2.2 Objetivos específicos	13
1.3 Marco de referencia.....	14
1.3.1 Antecedentes	14
1.3.2 Nivel de condensación por elevación (LCL).....	15
1.3.3 Reportes de cambios altitudinales del LCL.....	15
1.3.4 Modelos de circulación global	16
1.3.5 Variables climáticas	16
1.3.6 Termodinámica	17
1.3.7 Estabilidad atmosférica	19
2. METODOLOGÍA.....	21
2.1 Procesamiento de información hidrometeorológica histórica.	21
2.2 Procesamiento de información de modelos de circulación global	21
2.3 Integración de los resultados del análisis de información hidrometeorológica y de resultados de simulación	21
3. DESARROLLO DEL PROYECTO.....	23
3.1 Procesamiento de información hidrometeorológica histórica	23
3.1.1 Diagnóstico de la información de las estaciones instaladas en el entorno del macizo volcánico Ruiz-Tolima.....	23

3.1.2	Análisis del comportamiento de la temperatura, el punto de rocío y la humedad relativa para diferentes niveles en la atmósfera	26
3.1.3	Estimación del cambio de la temperatura con la altura y comparación de la tasa de cambio de la temperatura ambiental con la altura con las tasas de ascenso adiabática seca y adiabática húmeda	34
3.1.4	Determinación de la tendencia de largo plazo de cambio del nivel de condensación por elevación utilizando la información de las presiones de vapor real y en saturación.....	38
3.2	Procesamiento de información de modelos de circulación global	42
3.2.1	Identificación del modelo de circulación global que arroje resultados satisfactorios para el contexto de los Andes tropicales	42
3.2.2	Procesamiento de la información de temperatura del aire libre y a nivel de superficie, y las humedades específica y relativa para diferentes niveles en la atmósfera	44
3.2.3	Determinación de la tendencia de largo plazo del cambio del LCL a partir de la información de las presiones de vapor real y en saturación	47
3.3	Integración de los resultados del análisis de información hidrometeorológica y de resultados de simulación	48
3.3.1	Representación de las fluctuaciones (o variabilidad natural normal) del LCL sobre un mapa de coberturas del Parque Nacional Natural Los Nevados	48
3.3.2	Representación de la tendencia en el largo plazo del cambio del LCL sobre el mapa de coberturas	51
3.3.3	Análisis de las proporciones de bosque Alto-Andino con mayores condiciones de aire seco y de bosque Alto-Andino enano con más condiciones de aire húmedo.	52
4.	ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	54
4.1.1	INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA HISTÓRICA.....	54
4.1.2	INFORMACIÓN DE LOS MODELOS DE CIRCULACIÓN GLOBAL	54
4.1.3	INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LA INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA HISTÓRICA Y DE LOS MODELOS DE CIRCULACIÓN GLOBAL.....	54
5.	CONCLUSIONES.....	55



EIA

*Inferencia del comportamiento del nivel de condensación
por elevación en un sitio estratégico de los Andes tropicales*

5

6. CONSIDERACIONES FINALES 56

7. BIBLIOGRAFÍA 57

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

LISTA DE TABLAS

	pág.
Tabla 3-1. Estaciones meteorológicas del IDEAM e información disponible	23
Tabla 3-2. Ubicación sensores U23-001-HOBO	24
Tabla 3-3. Período común en información de sensores disponible	26
Tabla 3-4. ELRs Diciembre 2013 - Mayo 2015	29
Tabla 3-5. Resultados regresión lineal trimestre DJF	40
Tabla 3-6. Resultados regresión lineal Trimestre SON.....	40
Tabla 3-7. Proporciones de vegetación – Rango LCL histórico	52
Tabla 3-8. Proporciones de vegetación por encima del LCL histórico	52
Tabla 3-9. Proporciones vegetación - Tendencia LCL	52

LISTA DE GRÁFICAS E ILUSTRACIONES

pág.

Gráfica 3-1. Punto de rocío y temperaturas máximas y mínimas en el trimestre DJF	27
Gráfica 3-2. Comportamiento de la temperatura del aire a nivel de superficie en los trimestres DJF 2013-2014 y MAM 2014, a las 06:00, 12:00 y 14:00 horas	29
Gráfica 3-3. Comportamiento de la diferencia $T-T_d$ en los trimestres DJF 2013-2014 y MAM 2014, a las 06:00, 12:00 y 14:00 horas	31
Gráfica 3-4. Condiciones de saturación trimestre DJF 2013-2014	32
Gráfica 3-5. Condiciones de saturación trimestre MAM 2014	33
Gráfica 3-6. Humedad relativa media multianual en los trimestres DJF y SON	34
Gráfica 3-7. Punto de rocío trimestral multianual de acuerdo con la información de los sensores HOBO	36
Gráfica 3-8. Condiciones de estabilidad atmosférica en el trimestre DJF a las 06:00 horas (panel superior) y 12:00 horas (panel inferior)	37
Gráfica 3-9. Condiciones de estabilidad atmosférica en el trimestre SON a las 12:00 horas	38
Gráfica 3-10. Tendencia en el largo plazo del LCL en los trimestres DJF (panel superior) y SON (panel inferior)	39
Gráfica 3-11. Tendencias en el largo plazo de T y T_d en los trimestres DJF (panel superior) y SON (panel inferior)	41
Gráfica 3-12. Mapas de representatividad de los modelos CCM3.6, COLA-T63, ECHAM4.5, ECPC-NOAH, GFDL y NSIPP1 de la temperatura del aire a 2 m de altura sobre la superficie para el trimestre DJF	43
Gráfica 3-13. Perfiles verticales de la temperatura del aire media anual para el horizonte retrospectivo 1950-2013, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5	44
Gráfica 3-14. Tendencia en el largo plazo de la ELR durante el período de simulación 1950-2013, de acuerdo con los resultados retrospectivos del modelo ECHAM4.5	45

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Gráfica 3-15. Perfiles verticales de la humedad específica media anual para el horizonte retrospectivo 1950-2013, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5	46
Gráfica 3-16. Perfiles verticales de la humedad relativa media anual para el horizonte retrospectivo 1950-2013, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5	47
Gráfica 3-17. Perfiles verticales de temperatura del aire libre (línea negra continua) y temperatura de punto de rocío (línea azul continua) promedio por década para los períodos 1950-1960, 1970-1980 y 1990-2000, y para la latitud aproximada del PNN Los Nevados, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5	48
Ilustración 3-1. Ubicación de sensores HOBO a lo largo del transecto altitudinal	24
Ilustración 3-2. Estimación de la fluctuación histórica del LCL entre los trimestres SON y DJF en el macizo volcánico Ruiz-Tolima	49
Ilustración 3-3. Estimación de la fluctuación histórica del LCL entre los trimestres SON y DJF en la cuenca hidrográfica del Río Claro	50
Ilustración 3-4. Inferencia del cambio en el largo plazo del LCL en el período histórico 1960-2015	51

RESUMEN

El cambio climático es considerado una de las principales amenazas que podrían afectar la magnitud y calidad de servicios ecosistémicos que proveen los ecosistemas de alta montaña tropicales. En este trabajo dirigido de grado se analizaron series temporales de diversas variables climáticas para inferir el comportamiento del Nivel de Condensación por Elevación (LCL, por sus siglas en inglés) y su tendencia en el largo plazo, focalizando el estudio en la cuenca hidrográfica del Río Claro, en el macizo volcánico Ruiz-Tolima de la Cordillera Central de los Andes colombianos. Se exploraron también condiciones de estabilidad atmosférica. Se procesaron específicamente registros de temperaturas máximas y mínimas, temperaturas de punto de rocío, y ciclos diurnos de temperatura y humedad relativa. Se seleccionó información histórica de estaciones meteorológicas ubicadas en el entorno del macizo volcánico, así como registros de sensores digitales instalados a lo largo del transecto altitudinal que sigue la corriente principal de la cuenca hidrográfica del Río Claro. Los análisis fueron complementados con el estudio de resultados de simulación retrospectivos de un modelo de circulación general (ECHAM4.5) que arroja buena representatividad de las condiciones climáticas de los Andes tropicales. Bajo condiciones medias trimestrales multianuales, el LCL alcanza los 2140 y 2190 m sobre el nivel del mar en los trimestres Septiembre-Octubre-Noviembre (SON) y Diciembre-Enero-Febrero, respectivamente. En el largo plazo, la altura del LCL en el trimestre SON ha cambiado a una tasa, estadísticamente significativa a un nivel de significancia del 5%, de -8,1 milibares por década. Los cambios inferidos en el LCL se compararon con un mapa de coberturas del macizo volcánico y la cuenca hidrográfica de interés. Los resultados de la comparación sugieren que, en los próximos años, los remanentes de bosque de niebla comenzarán a experimentar condiciones de estrés hídrico. Como resultado de esta disrupción, se podría presentar una importante disminución en el aporte de vapor de agua hacia los niveles altos, que sumado al proceso de cambio en las condiciones de estabilidad atmosférica en la zona, podría generar aún más impactos en los ecosistemas de páramo. Esta investigación indica que el cambio climático y las actividades de deforestación están actuando sinérgicamente para generar aún más estrés en los frágiles y únicos ecosistemas Alto-Andinos.

Palabras clave: Nivel de Condensación por Elevación, cambio climático, estabilidad atmosférica, Andes tropicales, PNN Los Nevados.

ABSTRACT

Climate change is considered one of the major threats to the magnitude and quality of the set of ecosystems services provided by tropical high-mountain ecosystems. In this undergraduate thesis, historical time series of several climatic variables were analyzed to infer the behavior of the Lifting Condensation Level (LCL) and its long-term change, focusing the analysis on the high-mountain watershed of the Claro River, which is located on the El Ruiz-Tolima volcanic massif, in the Colombian Central Cordillera. Conditions of atmospheric stability were also studied. Specifically, maximum and minimum temperature data, and dew point records, as well as the diurnal cycles of temperature and relative humidity were processed. Ground-truth records gathered at the set of weather stations located in the surrounding of the volcanic massif, and digital sensor data deployed along an elevational gradient that follows the mainstream of the Claro River watershed, were selected for the analysis. The study was complemented with the analysis of retrospective simulation outputs of the atmospheric general circulation model that has the highest skill level in the context of the tropical Andes. The LCL has historically reached 2140 and 2190 m above sea level in the quarters September-October-November (SON) and December-January-February (DJF), respectively. The mean altitude of the LCL in the quarter SON

exhibits a long-term linear trend, statistically significant at $\alpha = 0.05$, of about -8,1 mb per decade. Inferred LCL changes were compared with a map of vegetative cover of the El Ruiz-Tolima volcanic massif and the watershed under study. Results suggest that, over the forthcoming years, cloud forests remnants with rapidly start experiencing conditions of hydrological stress. As a consequence of the environmental disruption, an important decrease in the input of water vapor to higher levels could be expected, which on top of the ongoing changes in atmospheric stability, could further cause significant impacts on páramo ecosystems. This research indicates that climate change and deforestation are synergistically driving the rapid increase in climate stress in fragile and unique high-mountain Andean ecosystems.

Key words: Lifting Condensation Level, climate change, atmospheric stability, tropical Andes, Los Nevados National Natural Park.

INTRODUCCIÓN

Los ecosistemas alto andinos proveen innumerables bienes y servicios incluyendo una alta biodiversidad y un suministro continuo y regulado de agua para usos doméstico, agrícola e industrial, como también para la generación de energía (Ruiz et al., 2012). Los páramos se encuentran en alturas que van desde los 2500 hasta los 3600 msnm y son considerados fábricas de agua. Colombia posee la mayor superficie de páramos en el mundo y la mayor cantidad de páramos independientes (PNN Colombia, 2015).

Por la historia y la evolución de los páramos, estos ecosistemas en Colombia son aptos para la investigación del cambio climático, que actualmente, representa una amenaza preocupante para las especies que habitan en él. Las condiciones climáticas históricas de estos ecosistemas se han caracterizado por presentar temperaturas por debajo de los 10 °C, baja presión atmosférica, días nublados, fuertes vientos, entre otras condiciones, que han cambiado dramáticamente durante décadas recientes. Las actividades antrópicas como la expansión de las fronteras agrícola y pecuaria, la deforestación, la minería, y el cambio climático, a escalas local, regional y global, han empezado a generar estrés en los ecosistemas de alta montaña (Douglas G, Ruiz, & Vergara, 2012)

En este estudio se investiga el cambio en el Nivel de Condensación por Elevación (LCL) debido al cambio en las condiciones climáticas que han experimentado los ecosistemas de alta montaña del macizo volcánico Ruiz-Tolima de la Cordillera Central colombiana. Se analizaron series históricas de variables climáticas como temperatura, humedad relativa y temperatura de punto de rocío de estaciones meteorológicas con registros históricos de 30 a 40 años, así como de sensores digitales instalados a lo largo de la cuenca hidrográfica del Río Claro en el PNN Los Nevados. Se determinó el comportamiento histórico del LCL y se detectaron tendencias estadísticamente significativas de su comportamiento en el largo plazo.

El cambio del LCL tiene un impacto significativo sobre los ecosistemas de alta montaña tradicionalmente húmedos, que debido al aumento de la temperatura media, están amenazados a experimentar condiciones de aire seco a las cuales no se han adaptado. En respuesta al cambio climático, no se espera que el bosque de niebla cambie en masa a otro lugar. Sin embargo, las plantas tienen un amplio rango de comportamientos y, consecuentemente, tienen respuestas variables como individuos. Algunas plantas se desplazarán, otras se quedarán y se adaptarán a las nuevas condiciones climáticas, y otras morirán (Foster P. , 2001).

Los resultados de esta investigación contribuyen al desarrollo de estrategias de adaptación al cambio climático y mitigación de sus consecuencias, con el fin de evitar la pérdida de los frágiles y únicos ecosistemas de alta montaña de nuestro país, los cuales nos proveen de tantos beneficios y servicios ecosistémicos tan importantes para la economía del país.

1. PRELIMINARES

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los ecosistemas de alta montaña de los Andes tropicales proporcionan numerosos servicios ambientales y económicos. En Colombia, estos ecosistemas proveen la oferta hídrica superficial continua y regulada que satisface un alto porcentaje del abastecimiento de agua dulce del país, así como una importante proporción de la demanda de los sectores agrícola, pecuario y de generación de energía. Los ecosistemas de montaña de los Andes tropicales han sido considerados *hotspots* de biodiversidad, dado su grado de endemismo y su alta vulnerabilidad a cambios en condiciones climáticas históricas. Si ellos no logran adaptarse a las condiciones de estrés climático e hídrico asociadas al cambio climático, se podría presentar un impacto significativo en la calidad y magnitud de sus servicios ecosistémicos asociados (Ruiz et al., 2012).

A escala global, el cambio en las condiciones climáticas se está manifestando en un rápido aumento de la temperatura promedio del aire a nivel de superficie, en un sostenido incremento en las temperaturas superficiales del océano, en un acelerado aumento del nivel del mar y en el irreversible descongelamiento de las masas de hielo (IPCC, 2007), entre muchas otras evidencias. El aumento en la temperatura del aire cerca de la superficie, en particular, trae consigo un aumento en la elevación del Nivel de Condensación por Elevación (LCL, por sus siglas en inglés), o nivel al cual una parcela de aire debe ascender adiabáticamente para saturarse con respecto a una superficie plana de agua pura. El cambio en la altitud del LCL podría tener un impacto significativo en la integridad ecológica de ecosistemas Andinos tradicionalmente húmedos, particularmente las zonas de bosque de niebla, el bosque alto-Andino, el bosque alto-Andino enano y el subpáramo.

En el transcurso de las próximas décadas, el cambio climático podría generar que los ecosistemas mencionados pasen de estar en condiciones de aire húmedo a estar sometidos a termodinámica de aire seco, a la cual no se han expuesto y aún no se han adaptado. El estrés hídrico que experimentaría la vegetación de estos ecosistemas podría afectar considerablemente muchas de sus características, particularmente en plantas epífitas, las cuales responden rápidamente a los cambios en condiciones de humedad del aire del entorno debido a que no tienen acceso al suelo y dependen completamente de la humedad atmosférica (Foster P. , 2001).

El LCL está continuamente fluctuando en la vertical dependiendo de cada estación del año. Sin embargo, el aumento de la temperatura en el largo plazo asociado al cambio climático conduce a un rápido ascenso del LCL que obliga a los ecosistemas de alta montaña a adaptarse a nuevas condiciones ambientales. Aunque la vegetación ha desarrollado mecanismos para marchar conjuntamente con los cambios presentados, la

velocidad a la cual está ascendiendo el LCL parece estar excediendo la capacidad que tienen los ecosistemas de migrar en la vertical para encontrar condiciones ambientales favorables.

Una importante proporción de los ecosistemas de alta montaña del país se encuentra ubicada en el macizo volcánico El Ruiz-Tolima, más específicamente al interior del Parque Nacional Natural (PNN) Los Nevados. Estudios previos de análisis de condiciones de estabilidad atmosférica a lo largo de la Cordillera de los Andes (Ruiz, 2013) sugieren que, para la latitud aproximada de ubicación del PNN Los Nevados, el LCL ha ascendido a una tasa, estadísticamente significativa a un nivel de confiabilidad del 95%, de 1,1 a 1,4 mb por década. A escala local, sin embargo, no se han adelantado estudios que analicen el comportamiento tanto estacional como de largo plazo del LCL, que permitan confrontar inferencias regionales como la mencionada con datos observados in situ.

1.2 OBJETIVOS DEL PROYECTO

1.2.1 Objetivo general

Inferir el comportamiento altitudinal del nivel de condensación por elevación en la cuenca hidrográfica del Río Claro, en el PNN Los Nevados, analizando un periodo retrospectivo de 30 a 40 años.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Analizar la información hidrometeorológica disponible, específicamente registros de temperatura y humedad relativa, de las estaciones ubicadas a lo largo de la corriente principal de la cuenca hidrográfica del Río Claro.
2. Analizar los resultados de simulación de por lo menos un Modelo de Circulación Global que muestre alta representatividad para el contexto de los Andes tropicales.
3. Integrar los resultados del análisis de información hidrometeorológica y de resultados de simulación para determinar la tasa de ascenso del LCL en el horizonte temporal disponible.

1.3 MARCO DE REFERENCIA

1.3.1 Antecedentes

Resultados de simulación retrospectivos de modelos de circulación global sugieren que, en los pasados 60 años, la temperatura promedio anual del aire libre en la región tropical de la Cordillera de los Andes incrementó a una tasa de $+0,19^{\circ}\text{C}$ a $+0,23^{\circ}\text{C}$ por década en altitudes por debajo de los 500 mb (Ruiz, 2013), mientras que en niveles por encima de este umbral las tasas de incremento alcanzaron valores de $+0,27$ to $+0,40^{\circ}\text{C}$ por década. A nivel local, teniendo en cuenta información de estaciones hidrometeorológicas instaladas en el entorno del macizo volcánico El Ruiz-Tolima, en el corazón de la zona Andina Colombiana, los incrementos en niveles altos también excedieron los observados en los niveles bajos de la atmósfera (Ruiz et al., 2012) durante los horizontes instrumentales disponibles. Las temperaturas máximas en los días más cálidos, en particular, alcanzaron incrementos en las últimas décadas de hasta $+1,10^{\circ}\text{C}$ por década en cotas cercanas a los 4000 m, comparados con incrementos en el rango altitudinal [1000-2000 m] de $+0,20$ a $+0,60^{\circ}\text{C}$ por década.

La humedad relativa también experimentó un cambio estadísticamente significativo en períodos recientes. En zonas de montaña, los registros muestran fuertes reducciones de la humedad comparadas con las tendencias de incremento observadas en bajas altitudes (Ruiz et al., 2012). Estas diferencias entre los niveles altos y bajos en las tasas de incremento en la temperatura y variaciones en la humedad sugieren que la mayor amenaza por exposición climática en los Andes tropicales podría presentarse en zonas de alta montaña. Este estrés climático podría estar asociado y aseverarse aún más por los cambios en las condiciones de (in)estabilidad atmosférica que caracterizan los Andes tropicales. Como se mencionó, estudios previos desarrollados para todo el contexto de la Cordillera de los Andes (Ruiz, 2013) sugieren que en los Andes del norte el LCL ha ascendido a una tasa de $-1,1$ a $-1,4$ mb por década.

Los bosques a lo largo del tiempo han ascendido y descendido dependiendo de las condiciones climáticas prevalentes. La línea donde la vegetación llega a un punto en la vertical donde detiene su expansión se conoce con el nombre de “límite de bosque o *tree line* por sus siglas en inglés” (Muñoz et al, 2011). En condiciones actuales, el límite de bosque se encuentra significativamente más alto, debido al aumento de la temperatura, comparado con su ubicación 20,000 a 14,000 años antes del presente. El ascenso de este umbral está relacionado con el ascenso vertical del LCL. Según (Foster P. , 2001), debido a la diferencia de comportamiento entre especies, las plantas tienen respuestas variables al cambio climático. Algunas plantas se desplazarán buscando condiciones climáticas favorables, algunas se adaptarán a las nuevas condiciones, mientras que otras desaparecerán. En el caso de las epífitas, sus comunidades tienen gran dependencia a la humedad del bosque nublado. Por lo tanto, es probable que sean significativamente afectadas por el incremento del estrés hídrico y que se tengan efectos en cadena para el bosque nublado, debido al importante papel que juegan las epífitas en los ciclos del agua y de nutrientes del bosque (Foster P. , 2001).

1.3.2 Nivel de condensación por elevación (LCL)

Suponiendo que se tiene una parcela de aire que contiene humedad, esta cantidad de humedad se expresa dependiendo de la temperatura del punto de rocío que caracteriza la misma. Si la parcela de aire húmedo empieza a ascender adiabáticamente, su temperatura interna irá disminuyendo y al mismo tiempo se irá expandiendo. A medida que la parcela de aire se expande, su punto de rocío también cambia en respuesta al cambio de presión que sufrió la parcela de aire húmedo. Cuando se igualan la temperatura interna de la parcela de aire y el punto de rocío, se produce un fenómeno de condensación que facilita la formación de una nube. La temperatura del punto de rocío representa la temperatura en la cual una parcela de aire húmedo va a saturar el vapor de agua que contiene y se va a presentar la condensación. La altura a la cual se tiene que llevar la parcela de aire de manera adiabática para que alcance la temperatura del punto de rocío es conocida con el nombre de Nivel de Condensación por Elevación - LCL (HUFS, 1996). Es decir, el nivel de condensación por elevación se entiende como el nivel al cual se tiene que subir una parcela de aire para que ésta se sature con respecto a una superficie plana de agua. Esto hace que este nivel este controlado por la temperatura interna de la parcela de aire en las partes bajas, lo que se conoce como pie de monte. El LCL es un factor importante para poder estudiar la estabilidad atmosférica de una zona (HUFS, 1996).

1.3.3 Reportes de cambios altitudinales del LCL

Los cambios en el LCL se le atribuyen al aumento de la temperatura en la tropopausa en el cinturón tropical, lo cual causa cambios en las condiciones de estabilidad atmosférica en las latitudes de los Andes tropicales. Cuando estas latitudes experimentan este fenómeno de calentamiento en el largo plazo, se da una diferencia mayor entre las temperaturas del aire y las temperaturas del punto de rocío, ocasionando que el nivel de condensación por elevación tenga un cambio altitudinal rápido hacia las partes altas de la tropósfera (Ruiz, 2013). Los cambios de temperatura ya mencionados, además de cambiar la altitud del nivel de condensación por elevación, también afectan el nivel de convección libre, la energía potencial convectiva disponible y la isoterma de 0°. Además, generan una disminución en la cantidad de niebla en los distintos niveles de la atmósfera (Ruiz, 2013).

Existen pocas observaciones en los bosques de niebla, en sitios que indiquen que el nivel base de las nubes ha cambiado. Desde 1970 en Monteverde, Costa Rica, se ha documentado un incremento en el número de días libres de humedad que han ocurrido al mismo tiempo que una disminución en el rango diurno de temperatura, por lo cual, han concluido que el banco de nubes está elevándose en la vertical, reduciendo entonces la inmersión de niebla y la humedad (Foster P. , 2011).

En Puerto Rico, en septiembre de 1989, luego del huracán Hugo, que afectó continuamente toda la isla y deshojó gran parte de ella; se observó un cambio en el nivel

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

base de las nubes de varios metros, a una posición por encima del pico más alto que tiene la isla; hasta que las hojas comenzaron a crecer otra vez. (Foster P. , 2011)

1.3.4 Modelos de circulación global

Con el objetivo de profundizar en el entendimiento del sistema climático global, el cual está regido por la circulación general de la atmósfera, se han desarrollado desde el año 1950 hasta el presente modelos matemáticos cada vez más precisos, los cuales permiten explicar de manera más cercana la climatología del mundo y las más importantes variables del océano, la tierra y la atmósfera (American Institute of Physics, 2014). Estudios previos (González Duque & Correa González, 2014) sugieren que los modelos de circulación global que mejor logran representar las variables de interés en los Andes del norte incluyen:

Community Climate Model (CCM3): modelo desarrollado por el National Center for Atmospheric Research (NCAR) que utiliza temperaturas de la superficie del océano y la atmósfera para calcular humedad y temperatura (Boville & Hurrell, 1998).

COLA: modelo general de la atmósfera y la biósfera, que incluye un modelo detallado de la superficie terrestre (Kinter III et al., 1997).

ECHAM4.5: modelo desarrollado por el Instituto Max Planck de Meteorología. Este modelo sólo utiliza la dinámica de circulación atmosférica para simular el clima (Roeckner et al., 1996).

GFDL: modelo desarrollado por la National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA para simular el clima atmosférico, el oceánico y para estudiar la variabilidad climática (Delworth et al., 2006).

NSIPP (NASA Seasonal-Interannual Prediction Project): modelo creado por la NASA que actualmente vincula tres modelos a partir de los cuales genera datos para la dinámica atmosférica, para los océanos y la superficie terrestre (NASA, 2001).

1.3.5 Variables climáticas

Las variables climáticas de particular interés en este trabajo dirigido de grado incluyen: la temperatura del aire a nivel de superficie, la tasa de cambio de la temperatura con la altura (o Environmental Lapse Rate – ELR), el punto de rocío y la presión de vapor en saturación. La temperatura del aire (T), expresada en °C o K, disminuye con el gradiente de altitud, al igual que la presión atmosférica (p) y la densidad (Virginia Coast Long-Term Ecological Research, 1996). El punto de rocío (T_d), o la temperatura a la cual el aire tendría que enfriarse (a presión y contenido de vapor de agua constantes) para alcanzar la saturación, se expresa en °C. Se dice que el aire está saturado cuando la temperatura del aire iguala la temperatura a punto de rocío (University of Illinois, 2010). La presión de

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

vapor en saturación, $C_s(T)$, se entiende como la tendencia de una partícula en estado líquido a volatilizarse y se calcula a partir de la ecuación de Clausius-Clapeyron para cualquier temperatura (University of Uwaterloo):

$$C_s(T) = C_s(T_0) \exp \left[\frac{L}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right) \right],$$

donde $T_0=273,15$ K, $C_s(T_0)=6,11$ mb y $R_v=461$ J/K/kg (constante de gases para vapor de agua). L representa, por su parte, el calor latente de evaporación o condensación, equivalente a $L=2.5 \cdot 10^6$ J/Kg para agua a una temperatura de 0°C .

1.3.6 Termodinámica

○ Termodinámica de aire seco

En un proceso adiabático $d'H = 0$. Por lo tanto, en la primera ley de la termodinámica, los cambios de la energía interna se dan por el trabajo realizado en el sistema ($dU = d'W$).

En estos procesos $\frac{dT}{dz} = \Gamma_d$, donde Γ_d denota la tasa de cambio de la temperatura de una parcela de aire que se desplaza a lo largo de la vertical adiabáticamente o *dry adiabatic lapse rate*. Mientras la atmósfera se encuentre en equilibrio hidrostático, $\Gamma_d = 9,8$ K/cm.

Según la ley de equilibrio hidrostático, $\frac{dp}{dz} = -\rho g$. Para un gas ideal isotérmico, $p = p_0 e^{-\frac{z}{H}}$, donde $H = 8631$ m para el contexto de la zona Andina Colombiana y $p_0 = 101300$ Pa.

○ Termodinámica de aire húmedo

La humedad absoluta se expresa según la ecuación:

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

$$p_v = \frac{e}{R_v T},$$

donde e denota la presión de vapor real.

La humedad relativa, la cual se refiere a la cantidad de humedad que presenta el aire con respecto a la humedad máxima que pueda tener el mismo a la misma temperatura y presión (The Florida State University, 2000), se calcula a partir de la ecuación:

$$RH = \frac{e}{e_s}.$$

La humedad específica (q) se calcula utilizando la expresión:

$$q = \frac{e}{p - (1 - \epsilon)e},$$

donde $\epsilon = 0,622$.

La relación de mezcla se obtiene a partir de:

$$\omega = \frac{e}{p}.$$

Finalmente, la tasa de cambio de la temperatura de una parcela de aire que se desplaza a lo largo de la vertical adiabáticamente o *moist adiabatic lapse rate* (Γ_m), se calcula a partir de la ecuación:

$$\Gamma_m = \Gamma_d \left[\frac{1 + \frac{C_{pd}}{R_d}}{1 + \frac{C_{pd}}{R_d} \frac{\omega}{1 - \omega}} \right],$$

donde R_d denota la constante de gases para aire seco ($R_d = 287$ J/K/kg), C_{pd} el calor específico para aire seco a presión constante ($C_{pd} = 1004,5$ J/K/kg) y ω la relación de mezcla en saturación.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

En aire seco, una parcela de aire ascenderá adiabáticamente siguiendo la *dry adiabatic*

lapse rate hasta que alcanza el LCL, en el cual $e = e_s(T)$. Por encima de esta cota, el ascenso será adiabáticamente saturado.

1.3.7 Estabilidad atmosférica

A pequeña escala una parcela de aire asciende espontáneamente si está mas caliente que el aire de su entorno a la misma altura (SFSU, 2004). Como se mencionó, una

parcela de aire no saturada se eleva siguiendo la Γ_d , volviéndose mas fría que el aire de su entorno y, por lo tanto, no boyante por sí sola hasta que alcanza el nivel de

condensación por elevación. Luego, la parcela se condensa y seguirá la Γ_m , y la liberación de calor latente permitirá a la parcela alcanzar la temperatura del ambiente a una altura llamada nivel de convección libre (o *Level of Free Convection* - LFC). El ascenso en este punto hace boyante a la parcela de aire, permitiendo que pueda empezar la convección. La estabilidad atmosférica estará, por ende, determinada por la diferencia de temperatura entre una porción de aire y el aire de su entorno, lo cual determina diferentes condiciones de estabilidad:

Neutralidad ($\Gamma = \Gamma_d$). Un estado de equilibrio adiabático ocurre cuando una parcela de aire tiene virtualmente la misma temperatura que la del aire a su alrededor a la misma altitud. Si la parcela no está más caliente ni más fría que el aire de su alrededor, no ascenderá ni descenderá (SFSU, 2004).

Inestabilidad estática ($\Gamma > \Gamma_d$). Si la temperatura del aire disminuye a una tasa mayor a la que disminuye la temperatura de la parcela, la parcela estará más caliente que el aire de su entorno y continuará ascendiendo alejándose de su punto inicial, lo cual representa una atmósfera inestable (SFSU, 2004).

Estabilidad estática ($\Gamma < \Gamma_d$). La atmósfera es estable si la temperatura del aire del entorno de la parcela disminuye a una tasa menor de la cual disminuye la temperatura de la parcela. La parcela en cualquier punto, sea en condiciones de aire seco o en condiciones de aire húmedo, se encontrará mas fría que el entorno y retornará a su punto inicial de partida (SFSU, 2004).

Inestabilidad condicional ($\Gamma_m < \Gamma < \Gamma_d$). En esta condición, la atmósfera es estable si no está saturada pero es inestable si está saturada. La inestabilidad condicional está

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

entonces controlada por la saturación, que depende del contenido de vapor de agua en niveles bajos.

2. METODOLOGÍA

El presente trabajo dirigido de grado incluyó el desarrollo de tres pasos principales: el procesamiento de información hidrometeorológica histórica, el procesamiento de información de modelos de circulación global y la integración de sus resultados. A continuación se mencionan las actividades desarrolladas en cada uno de ellos.

2.1 PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA HISTÓRICA.

El procesamiento de información hidrometeorológica histórica incluyó: (i) el diagnóstico de la información de las estaciones instaladas en el entorno del macizo volcánico Ruiz-Tolima; (ii) el análisis del comportamiento de la temperatura, el punto de rocío y la humedad relativa para diferentes niveles en la atmósfera, a lo largo de un transecto altitudinal que se extiende desde el valle interandino del río Cauca hasta zonas de páramo; (iii) la estimación del cambio de la temperatura con la altura y la comparación de la tasa de cambio de la temperatura ambiental con la altura con las tasas de ascenso adiabática seca y adiabática húmeda; y (iv) la determinación de la tendencia de largo plazo de cambio del nivel de condensación por elevación utilizando la información de las presiones de vapor real y en saturación.

2.2 PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN DE MODELOS DE CIRCULACIÓN GLOBAL

El procesamiento de la información de modelos de circulación global (GCMs) incluyó: (i) la identificación por lo menos dos GCMs que arrojen resultados satisfactorios para el contexto de los Andes tropicales; (ii) el procesamiento de la información de temperatura del aire libre y a nivel de superficie, y las humedades específica y relativa para diferentes niveles en la atmósfera, específicamente para el horizonte temporal 1950 al presente; (iii) la estimación del cambio de la temperatura con la altura y la posterior comparación con las tasas de ascenso adiabática seca y adiabática húmeda; y (iv) la determinación de la tendencia de largo plazo del cambio del LCL a partir de la información de las presiones de vapor real y en saturación.

2.3 INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA Y DE RESULTADOS DE SIMULACIÓN

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Finalmente, la integración de los resultados del análisis de información hidrometeorológica y de simulación incluyó: (i) la representación de las fluctuaciones (o variabilidad natural normal) del LCL sobre un mapa de coberturas del Parque Nacional Natural Los Nevados; (ii) la representación de la tendencia en el largo plazo del cambio del LCL sobre el mapa de coberturas; y (iii) el análisis de las proporciones de bosque Alto-Andino con mayores condiciones de aire seco y de bosque Alto-Andino enano con más condiciones de aire húmedo.

3. DESARROLLO DEL PROYECTO

3.1 PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA HISTÓRICA

3.1.1 Diagnóstico de la información de las estaciones instaladas en el entorno del macizo volcánico Ruiz-Tolima

La cuenca hidrográfica en estudio (Río Claro, cuyo nacimiento se encuentra el interior del Parque Nacional Natural Los Nevados en el macizo volcánico Ruiz-Tolima) y su entorno cuentan con una red de estaciones meteorológicas operadas por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM y el Centro Internacional de Investigaciones del Café – CENICAFÉ. El transecto altitudinal que sigue el alineamiento del cauce principal de la cuenca del Río Claro cuenta además con varios sensores de temperatura y humedad tipo HOBO U23-001, que permiten complementar la información para la inferencia del LCL.

Las estaciones meteorológicas operadas por el IDEAM (véase Tabla 3-1) proveen información en escala diaria de temperatura, humedad relativa y punto de rocío. Los sensores HOBO registran, por su parte, datos horarios de temperatura, humedad relativa y punto de rocío. Los once sensores digitales utilizados en este trabajo se encuentran instalados a lo largo del transecto altitudinal [1611-4891 msnm]. Ver Tabla 3-2 e Ilustración 3-1.

Tabla 3-1. Estaciones meteorológicas del IDEAM e información disponible

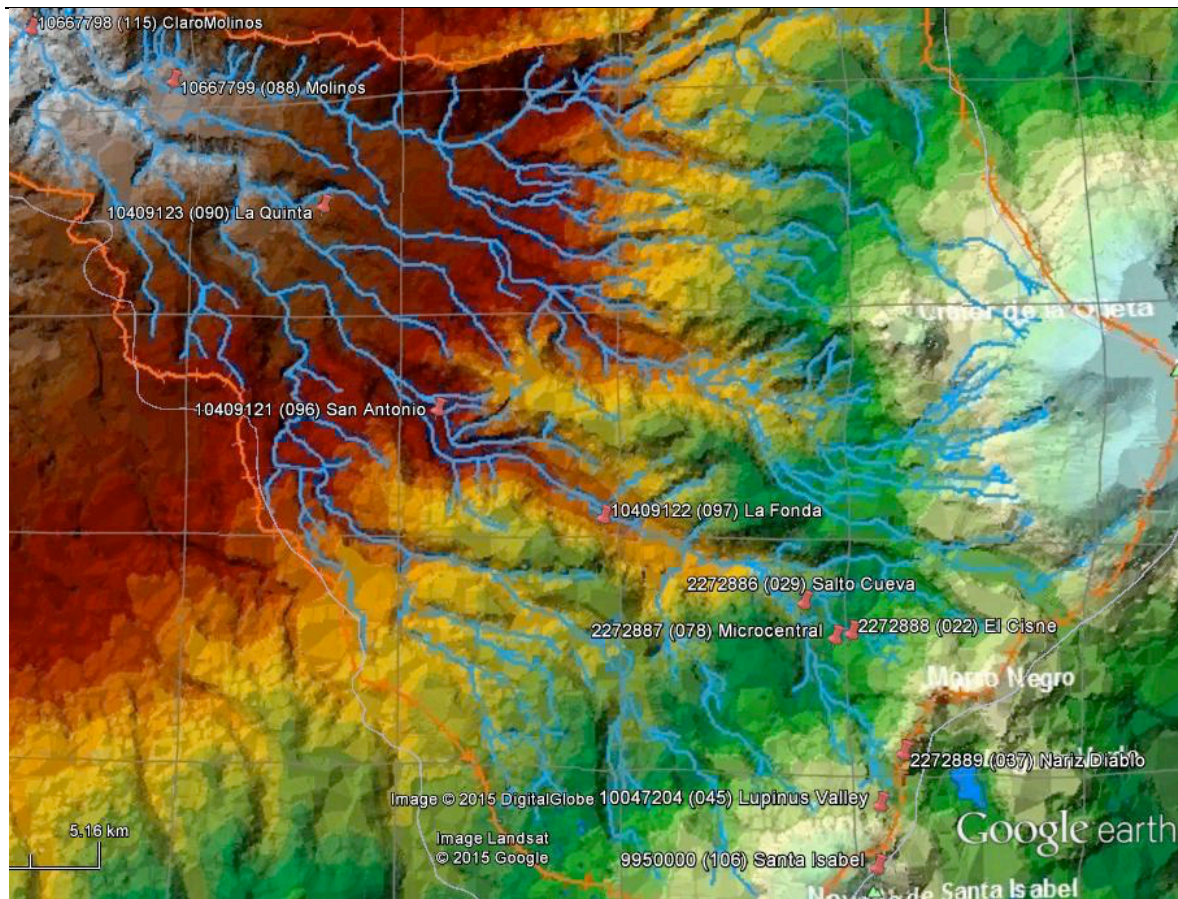
Nombre	Altitud (m)	Latitud (N)	Longitud (O)	Tipo de estación	Período histórico disponible
2615509 Santágueda	1010	05°04' 60"	75°40'00'	Climatológica principal	1956 - 2005
2615502 Cenicafé	1310	04°59' 00"	75°35'00'	Climatológica principal	1950 - 2015
2613506 El Jazmín	1635	04°55' 00"	75°38'00'	Climatológica ordinaria	1990 - 2006
2615511 Aeropuerto La Nubia	2080	05°01' 47"	75°28'12'	Sinóptica principal	1969 - 2006
2613507 El Cedral	2120	04°47' 00"	75°32'00'	Climatológica ordinaria	1990 - 2006
2615515 Las Brisas	4150	04°54' 05"	75°21'00'	Climatológica principal	1981 - 2015

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Tabla 3-2. Ubicación sensores U23-001-HOBO

Nombre	Altitud (m)	Latitud (N)	Longitud (O)
10667797(NNN)_Finca Buenavista	1611	04°58'56.20"	75°32'20.80"
10667798(115)_ClaroMolinos	1899	04°56'50.70"	75°29'42.40"
10667799(088)_Molinos	2274	04°56'16.93"	75°28'15.90"
10409123(090)_La Quinta	2599	04°55'02.50"	75°26'47.00"
10409121(096)_San Antonio	3084	04°53'06.20"	75°25'41.10"
10409122(097)_La Fonda	3500	04°52'07.10"	75°24'09.80"
2272886(029)_Salto Cueva	3790	04°51'22.25"	75°22'23.53"
2272887(078)_Microcentral	3910	04°51'04.22"	75°22'08.17"
2272889(037)_Nariz Diablo	4260	04°50'06.24"	75°21'36.09"
10047204(045)_Lupinus Valley	4600	04°49'40.00"	75°21'49.03"
9950000(106)_Santa Isabel	4891	04°49'10.92"	75°21'53.40"

Ilustración 3-1. Ubicación de sensores HOBO a lo largo del transecto altitudinal



Los períodos históricos disponibles se compararon para determinar un período común de análisis. En el caso de los sensores HOBO, los denominados Salto de la Cueva, Microcentral y Nariz del Diablo, los cuales se encuentran ubicados a 3790, 3910 y 4260 msnm, respectivamente, fueron instalados en el mes de diciembre del año 2008. La información histórica de los mismos está disponible hasta el mes de abril del presente año. Los sensores La Fonda (3500 msnm) y Santa Isabel (4891 msnm) iniciaron registro de variables climáticas en el mes de agosto del año 2013 y sus horizontes temporales también se extienden hasta el mes de abril de este año. Los sensores La Quinta y San Antonio, ubicados a 2599 y 3084 msnm, respectivamente, iniciaron sus períodos instrumentales en el mes de diciembre del año 2013 y sus más recientes datos también fueron descargados en el mes de abril del presente año. Finalmente, el sensor ubicado en el Valle de Lupinus, a 4600 msnm, ha registrado información desde el 30 de enero del año 2012. Su período disponible se extiende hasta el 9 de junio del año 2014.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

El período común de registros de la información de los sensores se extiende, por lo tanto, desde el mes de diciembre del año 2013 hasta el mes de mayo del año 2014 (ver Tabla 3-3). Los trimestres analizados incluyeron Diciembre'2013-Enero-Febrero'2014 y Marzo-Abril-Mayo'2014, los cuales se llamarán de aquí en adelante DJF y MAM, respectivamente.

Tabla 3-3. Período común en información de sensores disponible

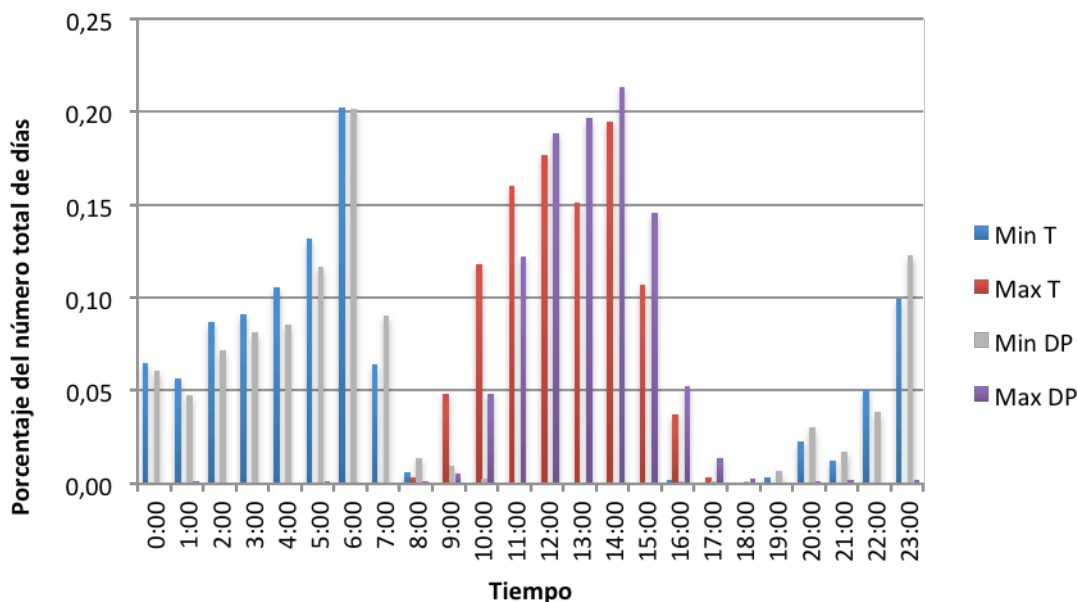
Sensor	Z (m)	2013												2014												2015												
		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A					
10667797_Finca Buenavista	1611																																					
10667798(115)_ClaroMolinos	1899																																					
10667799(088)_Molinos	2274																																					
10409123(090)_La Quinta	2599																																					
10409121(096)_San Antonio	3084																																					
10409122(097)_La Fonda	3500																																					
2272886(029)_Salto Cueva	3790																																					
2272887(078)_Microcentral	3910																																					
2272889(037)_Nariz Diablo	4260																																					
10047204(045)_Lupinus Valley	4600																																					
9950000(106)_Santa Isabel	4891																																					

3.1.2 Análisis del comportamiento de la temperatura, el punto de rocío y la humedad relativa para diferentes niveles en la atmósfera

Se llevó a cabo el análisis de los ciclos diurnos de temperatura del aire a nivel de superficie y punto de rocío con el fin de identificar el momento del día en el cual se presentan los valores máximos y mínimos. Para tal efecto se seleccionaron los sensores Salto de la Cueva, Microcentral y Nariz del Diablo, porque poseen los períodos históricos más extensos. Se analizaron seis trimestres DJF para un total de 541 días procesados.

De acuerdo a los resultados obtenidos, la probabilidad de que las temperaturas máximas se presenten a las 14:00 y 12:00 horas ascienden a 19 y 18%, respectivamente. La probabilidad de que las temperaturas mínimas se presenten a las 06:00 horas alcanza el 20%. El 21 y 20% de las temperaturas a punto de rocío máximas se presentaron, por su parte, a las 14:00 y 13:00 horas respectivamente, mientras que cerca del 20% de las temperaturas a punto de rocío mínimas se presentaron a las 06:00 horas. Ver gráfica 3-1.

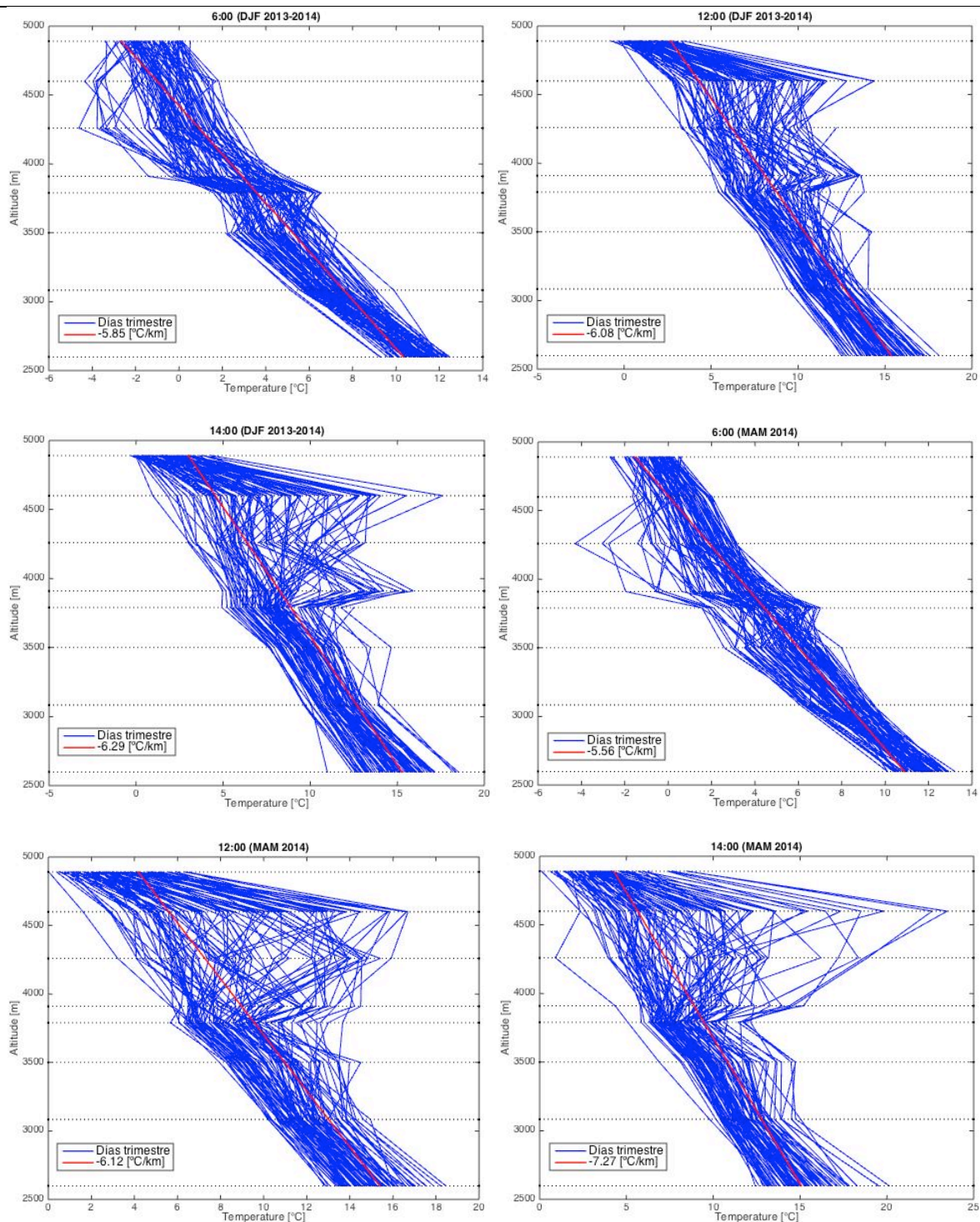
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Gráfica 3-1. Punto de rocío y temperaturas máximas y mínimas en el trimestre DJF

○ ELRs

Se analizó el comportamiento de la temperatura del aire a nivel de superficie a lo largo del transecto altitudinal para tres horas específicas del ciclo diurno (06:00, 12:00 y 14:00) y para el período común de registros que abarca desde el trimestre DJF 2013-2014 hasta el trimestre DJF 2014-2015. Ver Gráfica 3-2 y Tabla 3-4. La ELR se obtuvo ajustando una regresión lineal simple. La temperatura del aire a nivel de superficie en el trimestre DJF 2013-2014 a las 06:00, 12:00 y 14:00 disminuye a tasas de -5,85, -6,08 y -6,29°C por cada kilómetro de ascenso en la vertical. En el trimestre MAM 2014 los valores de ELR alcanzaron -5,56, -6,12 y -7,27°C por cada kilómetro de ascenso a las 06:00, 12:00 y 14:00 horas, respectivamente.



La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Gráfica 3-2. Comportamiento de la temperatura del aire a nivel de superficie en los trimestres DJF 2013-2014 y MAM 2014, a las 06:00, 12:00 y 14:00 horas

Tabla 3-4. ELRs Diciembre 2013 - Mayo 2015

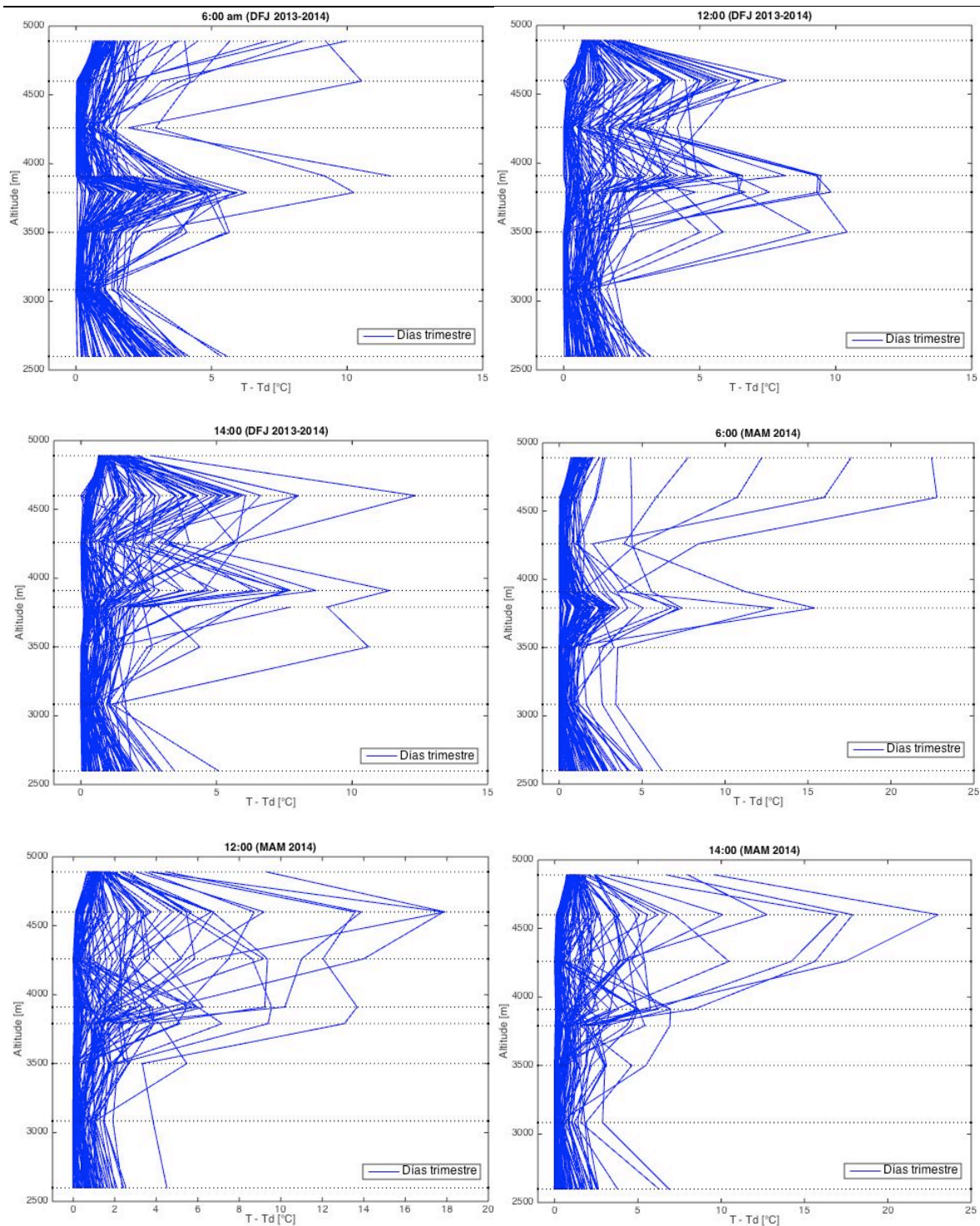
Trimestre	[°C/km]		
	06:00	12:00	14:00
DJF 2013-2014	-5.85	-6.08	-6.29
MAM 2014	-5.56	-6.12	-7.27
JJA 2014	-6.00	-6.67	-6.74
SON 2014	-5.62	-6.08	-5.94
DJF 2014-2015	-5.88	-6.36	-8.17
MAM 2015	-5.50	-5.53	-5.99

Dados los perfiles de temperatura del aire a nivel de superficie a lo largo del transecto altitudinal, se optó por el análisis de valores de temperatura que se alejaban del conjunto de datos. Estos registros, considerados potencialmente anómalos o espúreos, se estudiaron individualmente mediante la implementación de pruebas de detección de *outliers*. El objetivo era determinar la necesidad de tenerlos en cuenta o no en el análisis de datos global. Los valores máximos extremos están asociados con el hecho de que los sensores digitales de la zona alta están ubicados entre la vegetación en zona de páramo sin escudos de radiación. En general, se eliminaron de las bases de datos de temperatura los registros en los cuales la diferencia entre la temperatura a nivel de superficie y la temperatura de punto de rocío excedía los 7°C. Adicionalmente, se eliminaron aquellos datos que no representaban la física del fenómeno que tuvo lugar el mismo día a lo largo del transecto altitudinal o que no estaban en concordancia con el comportamiento del ciclo diurno de temperatura.

○ **CONDICIONES EN O CERCA DE SATURACIÓN**

Teniendo en cuenta las horas del día en las que se presentan las condiciones más extremas (6am, 12m y 2pm), se graficó la diferencia entre temperatura y temperatura de punto de rocío para cada trimestre. Ver Gráfica 3-8.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

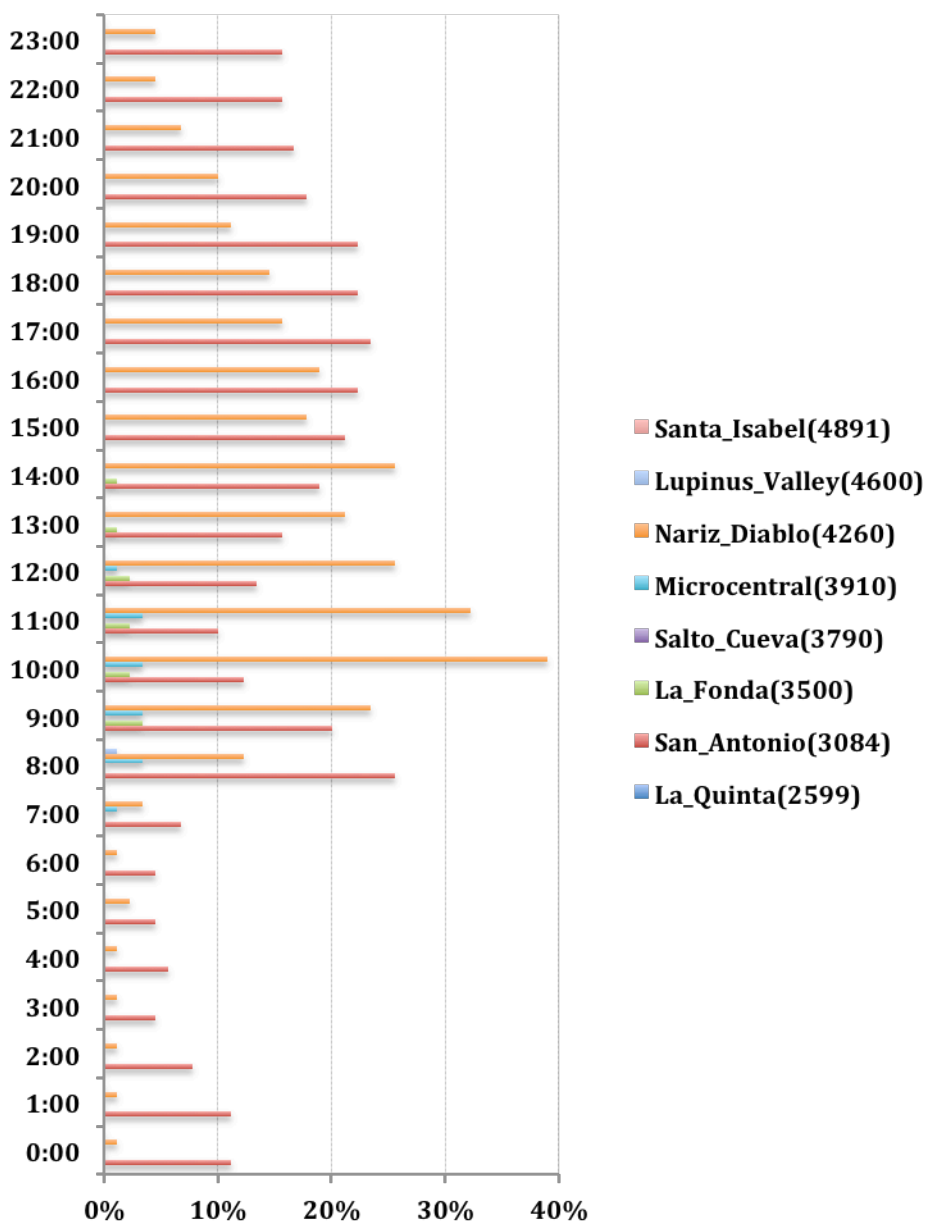


La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Gráfica 3-3. Comportamiento de la diferencia $T-T_d$ en los trimestres DJF 2013-2014 y MAM 2014, a las 06:00, 12:00 y 14:00 horas

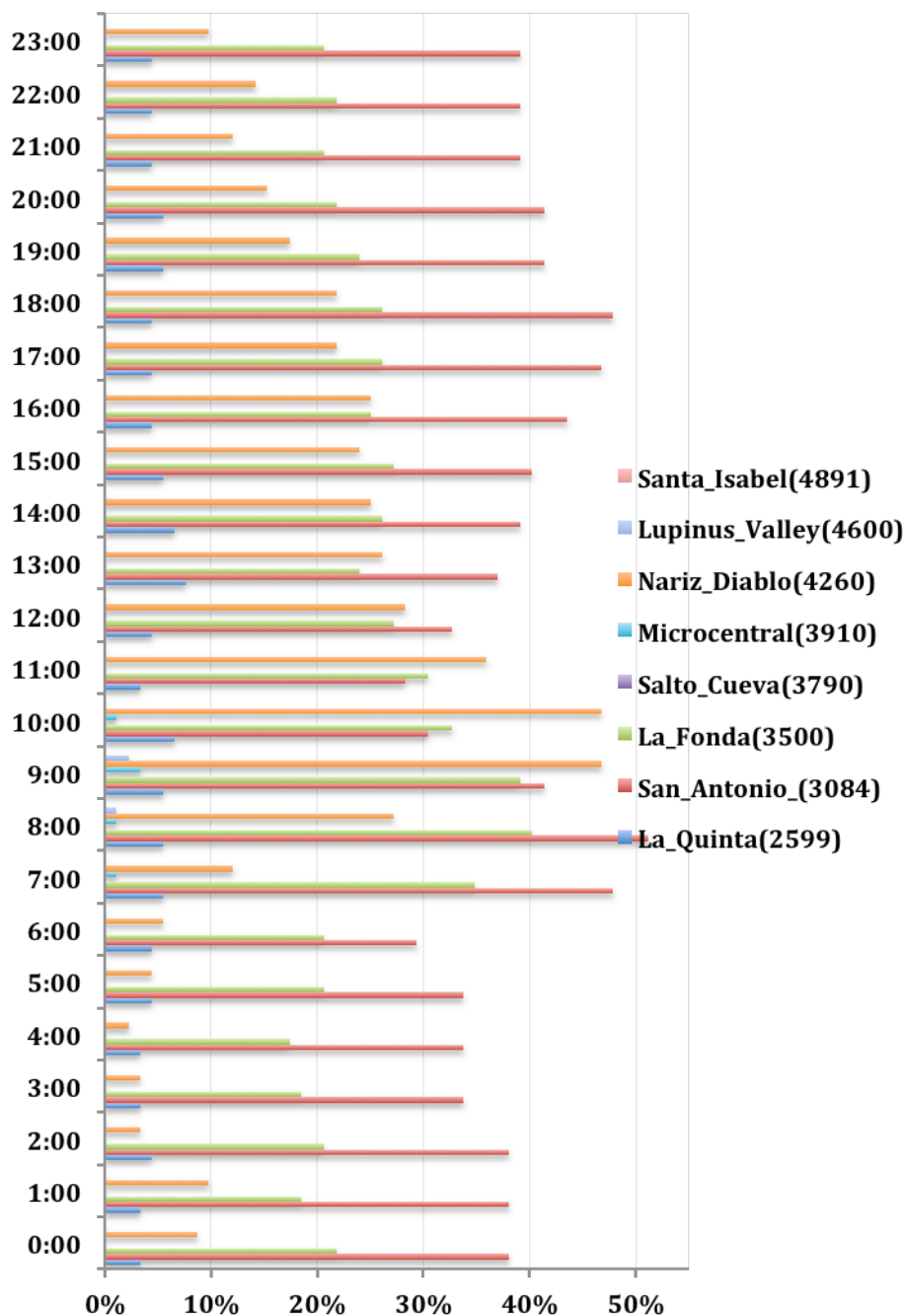
El rango altitudinal que cubren los sensores se encuentra en condiciones de termodinámica de aire húmedo, en la cual el aire se encuentra cercano a (o en) condiciones en saturación. Es decir, en condiciones en las cuales la temperatura del aire a nivel de superficie se encuentra muy cerca (o iguala) la temperatura de punto de rocío; i.e. la diferencia entre estas dos variables es nula. De hecho, el mayor porcentaje de la diferencia $T-T_d$ es cero, como se observa en la Gráfica 3-3.

Se evaluaron además las condiciones cercanas a la saturación o en saturación para todo el ciclo diurno, teniendo en cuenta los registros de los sensores para los trimestres DJF 2013-2014 y MAM 2014. Se asumió una diferencia $T-T_d$ entre -0.05 y $+0.05^{\circ}\text{C}$. Para cada hora se evaluó el porcentaje de veces en que la diferencia de estos parámetros se encuentra en el rango propuesto. El número total de días procesados ascendió a 90 y 92 para los trimestres DJF y MAM, respectivamente. Véase Gráfica 3-4 y Gráfica 3-5.



Gráfica 3-4. Condiciones de saturación trimestre DJF 2013-2014

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Gráfica 3-5. Condiciones de saturación trimestre MAM 2014

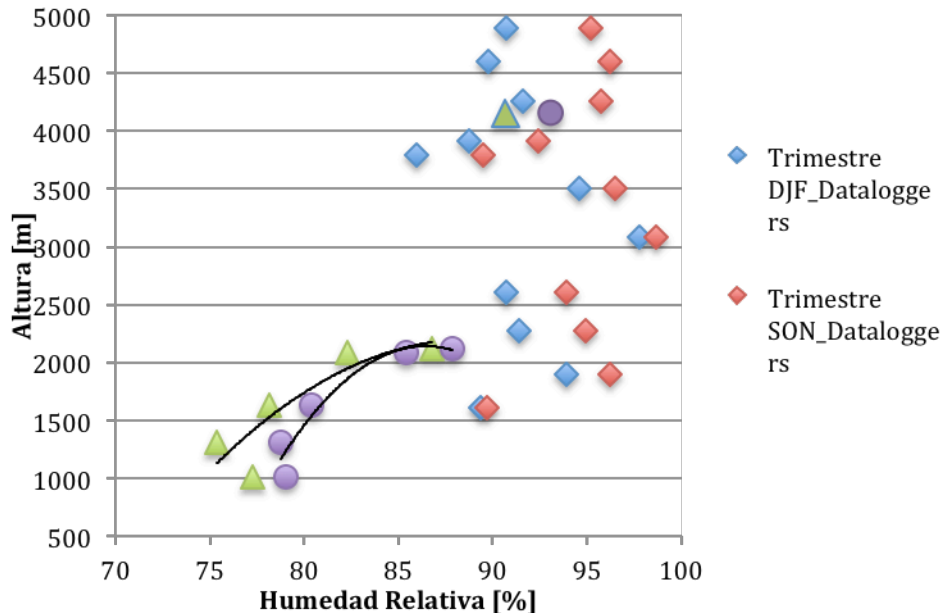
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

En el trimestre DJF 2013-2014, los mayores porcentajes de condiciones en saturación se presentaron entre las 10 am y las 2 pm en el sensor Nariz del Diablo (4260 msnm) y entre las 4 pm y las 7 pm en el sensor de San Antonio (3084 msnm). En el trimestre MAM 2014, por su parte, las mayores condiciones en saturación en el sensor Nariz del Diablo se presentan entre las 9 y las 10 de la mañana. En el sector de San Antonio, el mayor porcentaje de saturación se presenta entre las 7 am y las 8am, y entre las 5 y las 6 pm, superando el 45% de los días.

3.1.3 Estimación del cambio de la temperatura con la altura y comparación de la tasa de cambio de la temperatura ambiental con la altura con las tasas de ascenso adiabática seca y adiabática húmeda

○ Nivel de condensación por elevación

Se analizaron los registros de humedad relativa trimestral multianual de las estaciones hidrometeorológicas mencionadas anteriormente, así como del conjunto de sensores HOBO del transecto altitudinal. Se optó por analizar los trimestres más críticos (y opuestos) DJF y SON. Ver Gráfica 3-16. La diferencia en la gráfica entre el comportamiento de la humedad relativa en termodinámica de aire seco y termodinámica de aire húmedo, permitió la ubicación del LCL trimestral multianual.



Gráfica 3-6. Humedad relativa media multianual en los trimestres DJF y SON

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

La termodinámica de aire húmedo está representada principalmente por los sensores en la parte superior derecha del gráfico; la termodinámica de aire seco está representada principalmente por las estaciones hidrometeorológicas de la parte baja. Para termodinámica de aire seco se ajustó a una ecuación de tipo polinomial de grado 2. Para cada ecuación se calculó el punto de inflexión de la curva con miras a determinar la altura a la cual se estabiliza la función. Esta altura permite inferir la ubicación del nivel de condensación por elevación.

Las ecuaciones resultantes para los dos trimestres son las siguientes:

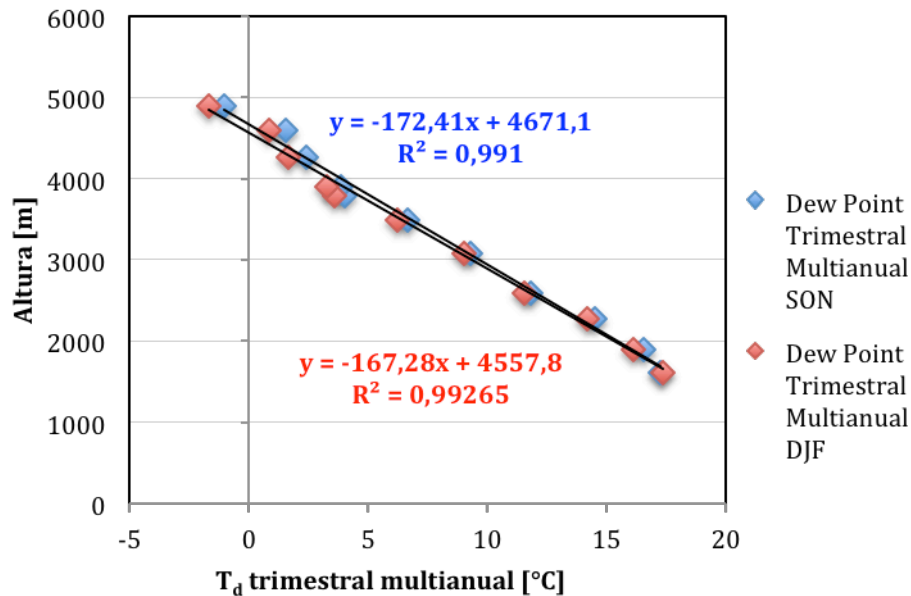
$$\text{– SON } y = -16,511x^2 + 2854,5x - 121234 \quad R^2 = 0.907$$

$$\text{– DJF } y = -5,9408x^2 + 1054,7x - 44621 \quad R^2 = 0.761$$

En el punto de inflexión, la humedad relativa en el trimestre SON alcanza 86,4% a una altura de 2140 msnm. En el trimestre DJF la humedad relativa en el punto de inflexión alcanza 88,8% a una altura de 2190 msnm.

Para confirmar la altura del LCL, y de acuerdo a su definición (diferencia nula entre temperatura y temperatura de punto de rocío), se realizó un procedimiento complementario. Se calcularon las temperaturas trimestrales multianuales de SON y DJF teniendo como base los registros de la estación Cenicafe (1310 msnm). Se calcularon además las ELRs a partir de los datos de temperatura del aire promedio diaria para los trimestres SON y DJF comunes en todos los sensores. Los valores de ELR obtenidos ascendieron a -5,53 y -5,59°C/km, respectivamente. Se estimaron los perfiles de temperatura de acuerdo con los valores de ELR calculados, hasta llegar al LCL determinado previamente. El valor obtenido se comparó con los registros efectivamente observados de temperatura de punto de rocío por los sensores a tal altura. Debido a que los sensores no se encuentran instalados justo a la altura donde se debe hacer la comparación, se tomaron los datos de temperatura de punto de rocío trimestral multianual de cada sensor para ambos trimestres, agregando una línea de tendencia y una ecuación para poder evaluar la temperatura de punto de rocío en las cotas 2140 y 2190 msnm. Ver Gráfica 3-7.

En el trimestre SON la temperatura media trimestral multianual a 2140 msnm alcanza 15,96°C y la temperatura de punto de rocío asciende a 14,68°C. La diferencia, por lo tanto, es de 1,30°C. En el trimestre DJF la temperatura media trimestral multianual a 2190 msnm alcanza 16,25°C y la temperatura de punto de rocío asciende a 14,15°C. La diferencia en este caso es de 2,10°C.



Gráfica 3-7. Punto de rocío trimestral multianual de acuerdo con la información de los sensores HOBO

○ Estabilidad atmosférica

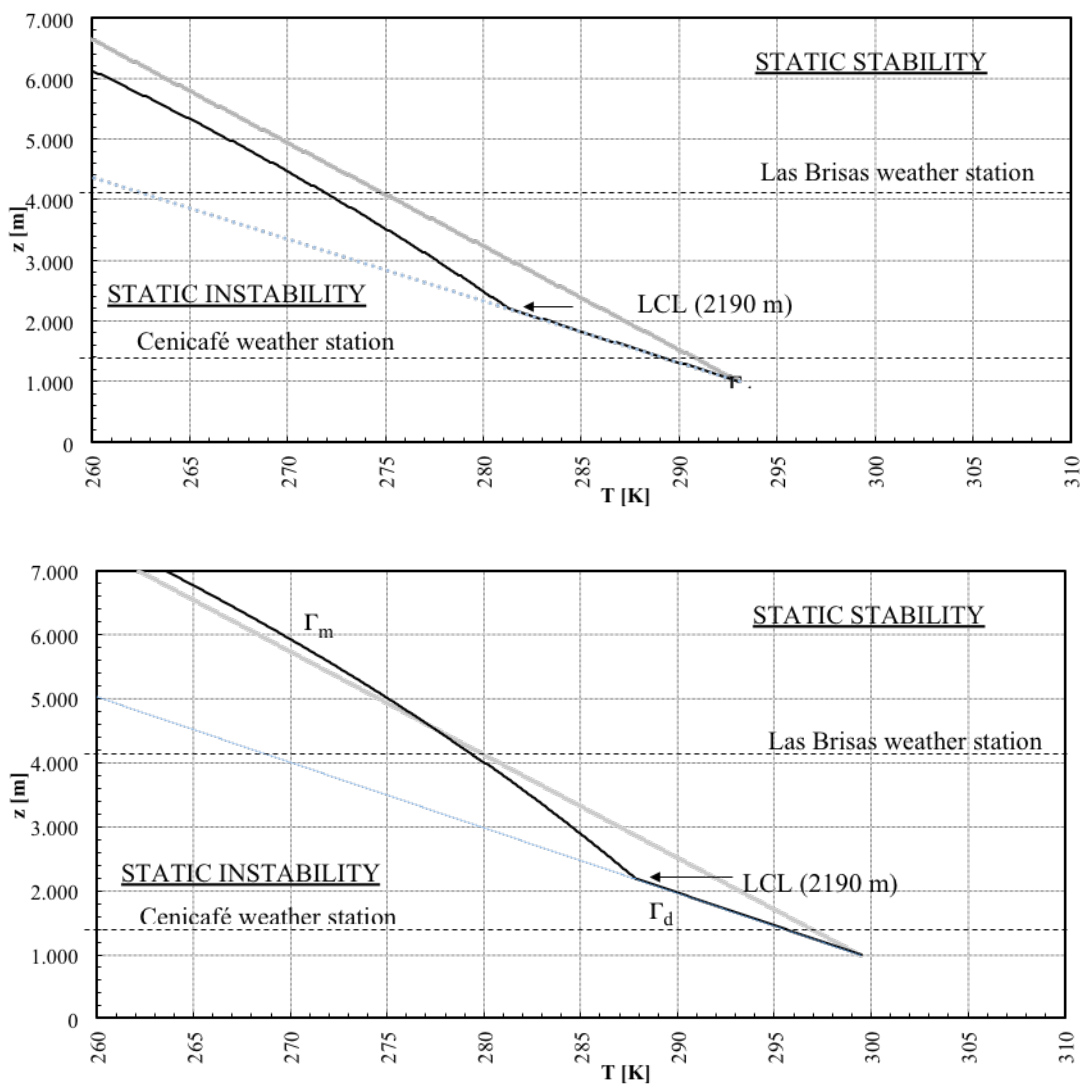
Se compararon los valores de ELR, Γ_d y Γ_m para los trimestres DJF y SON, y para las horas en las cuales se presentan las condiciones extremas mencionadas anteriormente. Para ello, se determinó la altura en la cuenca del Río Claro a lo largo del canal principal desde los 1000 m (altura por debajo de la confluencia con el río Chinchiná) hasta los 7000 msnm, cada 50 m de cambio en la vertical. Para cada una de estas alturas se calculó la temperatura de acuerdo con la ELR previamente determinada. Se utilizó la ecuación de Clausius-Clapeyron para calcular la presión de vapor en saturación y la ecuación de equilibrio hidrostático para calcular la presión atmosférica. Se determinó la relación de

mezcla (gramos de vapor de agua por kilogramo de aire seco) y finalmente la Γ_m . La

comparación de los valores de ELR, Γ_d y Γ_m permitió la definición de las regiones de estabilidad estática, inestabilidad condicional e inestabilidad estática.

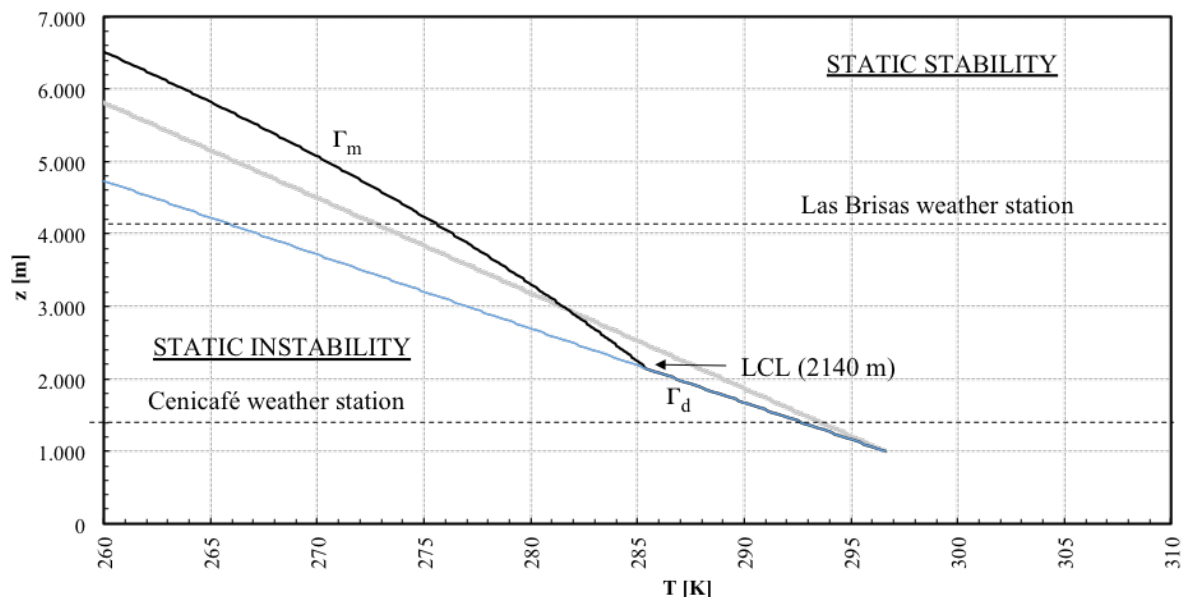
A las 6:00 am en ambos trimestres la atmósfera es estáticamente estable. Debido a esta condición, la parcela experimenta una fuerza restauradora que la hace retornar a su condición inicial, inhibiendo el movimiento de parcelas de aire hacia los niveles altos.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Gráfica 3-8. Condiciones de estabilidad atmosférica en el trimestre DJF a las 06:00 horas (panel superior) y 12:00 horas (panel inferior)

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Gráfica 3-9. Condiciones de estabilidad atmosférica en el trimestre SON a las 12:00 horas

A las 12:00 m y a las 2:00 pm, horas en las cuales se presentan las temperaturas máximas, la atmósfera es condicionalmente inestable. Véase Gráfica 3-8 y Gráfica 3-9. Esta condición favorece la mezcla turbulenta, permitiendo el movimiento de vapor de agua hacia lo niveles altos. Bajo tales condiciones, el LFC alcanza los 4500 y 2960 msnm en los trimestres DJF y SON, respectivamente.

3.1.4 Determinación de la tendencia de largo plazo de cambio del nivel de condensación por elevación utilizando la información de las presiones de vapor real y en saturación

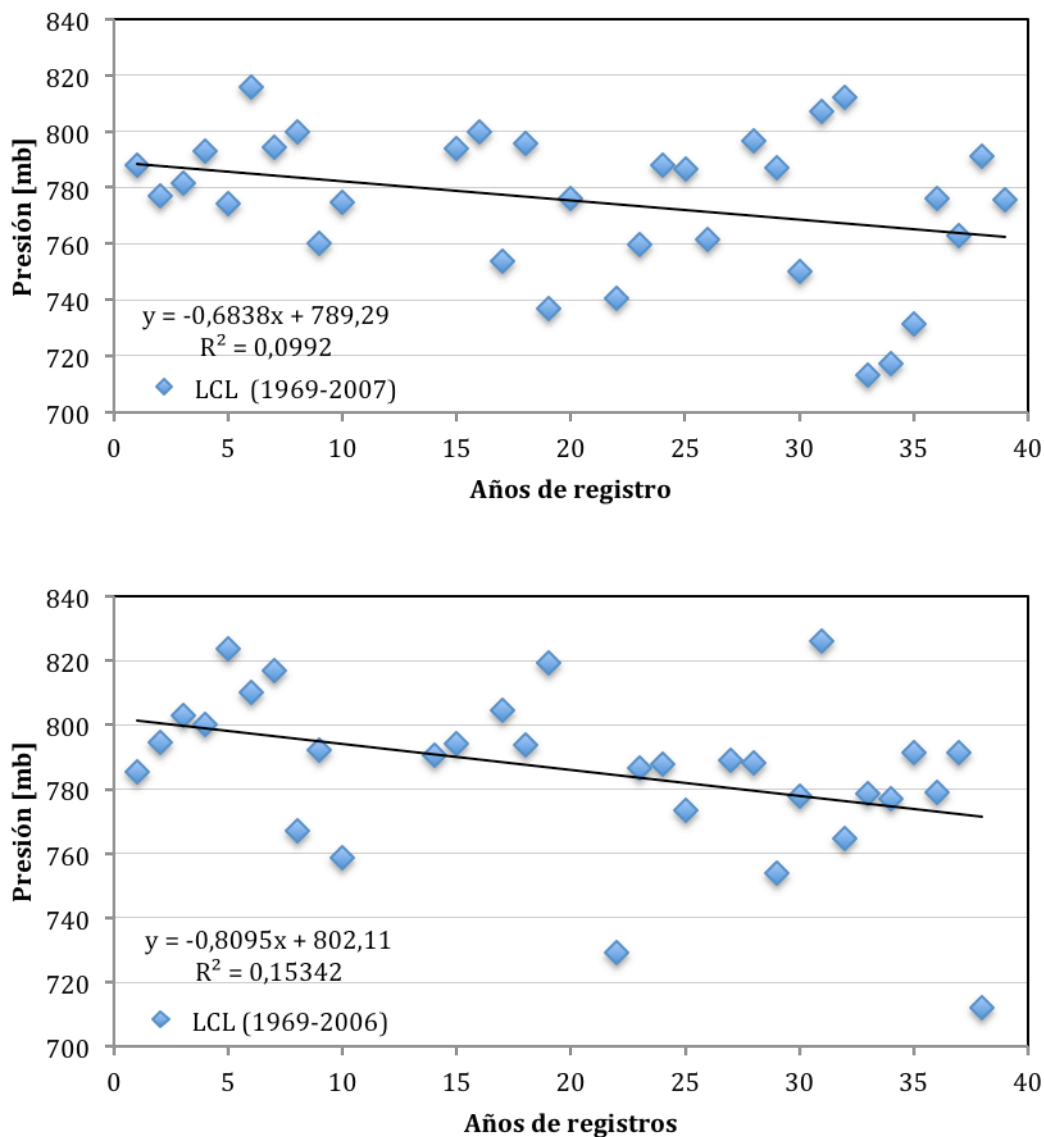
Para determinar la tendencia en el largo plazo del LCL se procesaron los registros de temperatura y temperatura de punto de rocío de las estaciones meteorológicas instaladas desde los 1310 a los 2120 msnm. Dado que las estaciones solamente proveen información de temperatura y humedad relativa, se calculó la temperatura de punto de rocío para cada año de registro, y para los trimestres DJF y SON, a partir de la ecuación de Clausius Clapeyron. En total, se tuvieron disponibles 33 años de registro completos para el trimestre DJF (1969-2007), y 31 años completos para el trimestre SON (1969-2006).

A partir de la temperatura de punto de rocío y la temperatura media trimestral de cada estación, se ajustó una ecuación de regresión de estos dos parámetros para cada año,

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

con miras a evaluar la altura a la cual la diferencia entre estas dos variables no excede un umbral de 2°C.

Las tendencias sugieren un ascenso acelerado del LCL. En los trimestres DJF y SON, las tasas de cambio altitudinal del LCL alcanzan los -6,8 y -8,0 mb por década. Véase la Gráfica 3-10.



Gráfica 3-10. Tendencia en el largo plazo del LCL en los trimestres DJF (panel superior) y SON (panel inferior)

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Con el fin de evaluar la significancia estadística de las tendencias de largo plazo, se implementó la prueba T para detección de tendencias lineales a los datos de la altura del

LCL en cada año, a un nivel de confiabilidad del 95% ($\alpha = 0,05$). Para el trimestre DJF, la prueba estadística acepta la hipótesis de que el parámetro o coeficiente b sea igual a cero. Ver Tabla 3-5.

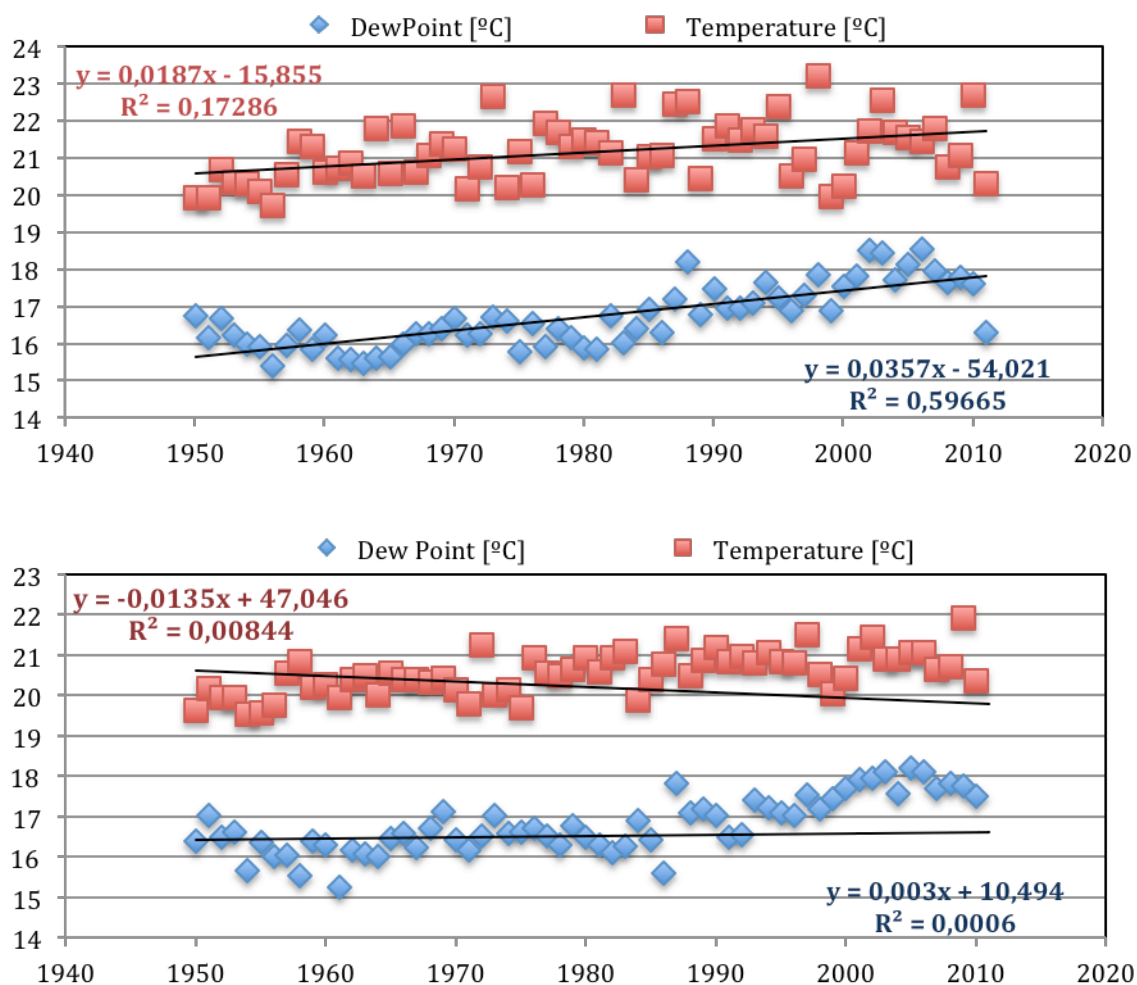
Tabla 3-5. Resultados regresión lineal trimestre DJF

Coeficientes	Error estándar	Estadístico t	Nivel p	H ₀ (5%) rechazado?
789,33484	9,52147	82,90055	0,E+0	Sí
b -0,68541	0,39346	-1,74198	0,09176	No

Para el trimestre SON, la prueba estadística rechaza la hipótesis de que el parámetro o coeficiente b sea igual a cero. Ver Tabla 3-6. Es decir, la prueba acepta la hipótesis alternativa del parámetro b diferente de cero (en este caso, sugiere que la tasa de cambio de -8,0 mb por década es estadísticamente significativa a un nivel de significancia del 5%).

Tabla 3-6. Resultados regresión lineal Trimestre SON

Coeficientes	Error Estándar	Estadístico t	nivel p	H ₀ (5%) rechazado?
804,26637	8,82142	91,17202	0,E+0	Sí
b -0,88808	0,37265	-2,38314	0,02419	Sí

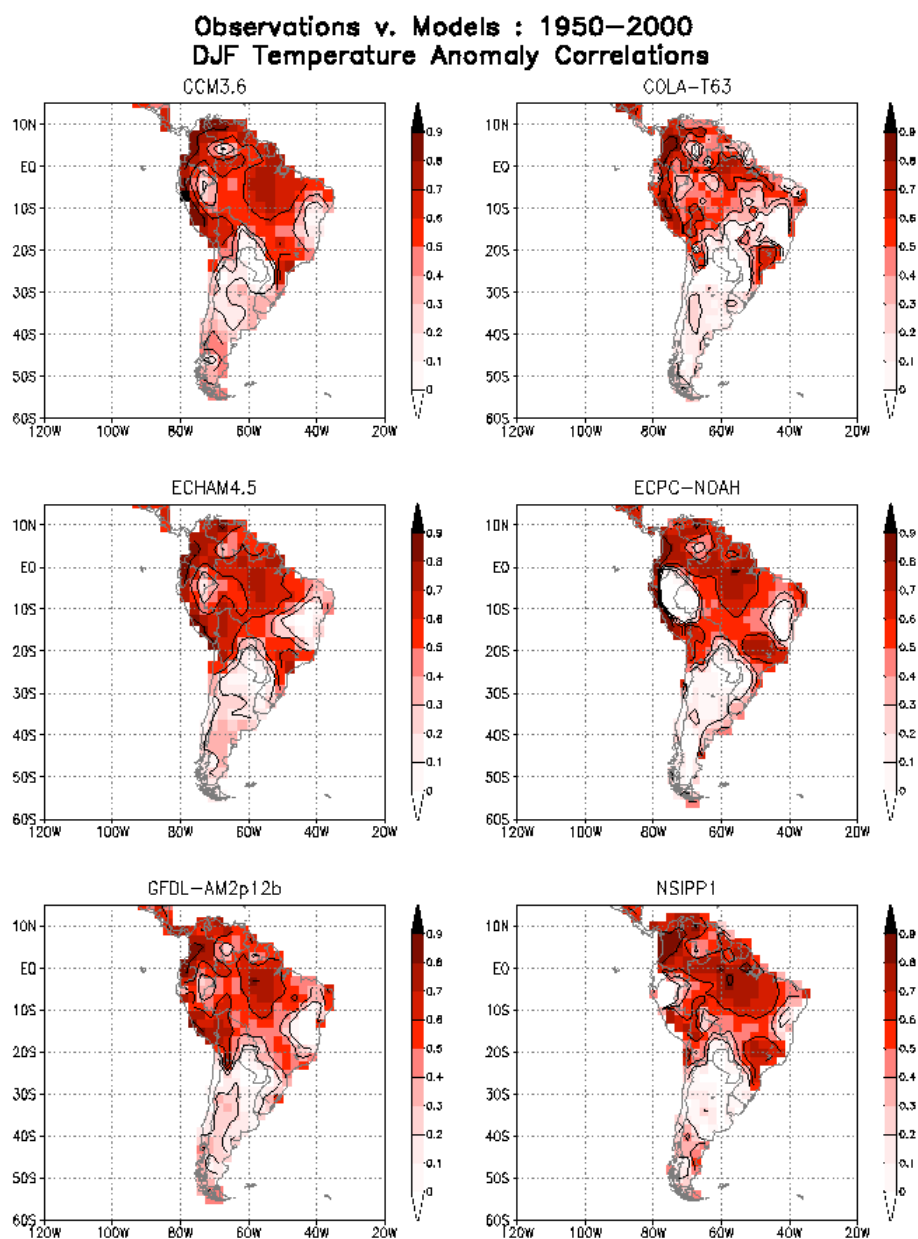


Gráfica 3-11. Tendencias en el largo plazo de T y Td en los trimestres DJF (panel superior) y SON (panel inferior)

3.2 PROCESAMIENTO DE INFORMACIÓN DE MODELOS DE CIRCULACIÓN GLOBAL

3.2.1 Identificación del modelo de circulación global que arroje resultados satisfactorios para el contexto de los Andes tropicales

Con base en los mapas de representatividad de la temperatura del aire a 2 m de altura sobre la superficie para los trimestres de interés (ver por ejemplo el trimestre DJF en la Gráfica 3-12; fuente: http://iri.columbia.edu/forecast/climate/skill/Skill_comp.html), se seleccionó el modelo ECHAM4.5 para el desarrollo de los análisis. Se procesó la información de temperatura del aire media anual y humedad específica media anual, disponible online en la Data Library del International Research Institute for Climate and Society (IRI). Se analizaron todos los niveles de presión, desde la superficie de la Cordillera hasta los 100 mb, para los años comprendidos en el período 1950-2013. Para la comparación con condiciones locales se seleccionó específicamente el *grid point* centrado en 4,18592 latitud norte, el cual representa aproximadamente la latitud y longitud del PNN Los Nevados.



Gráfica 3-12. Mapas de representatividad de los modelos CCM3.6, COLA-T63, ECHAM4.5, ECPC-NOAH, GFDL y NSIPP1 de la temperatura del aire a 2 m de altura sobre la superficie para el trimestre DJF

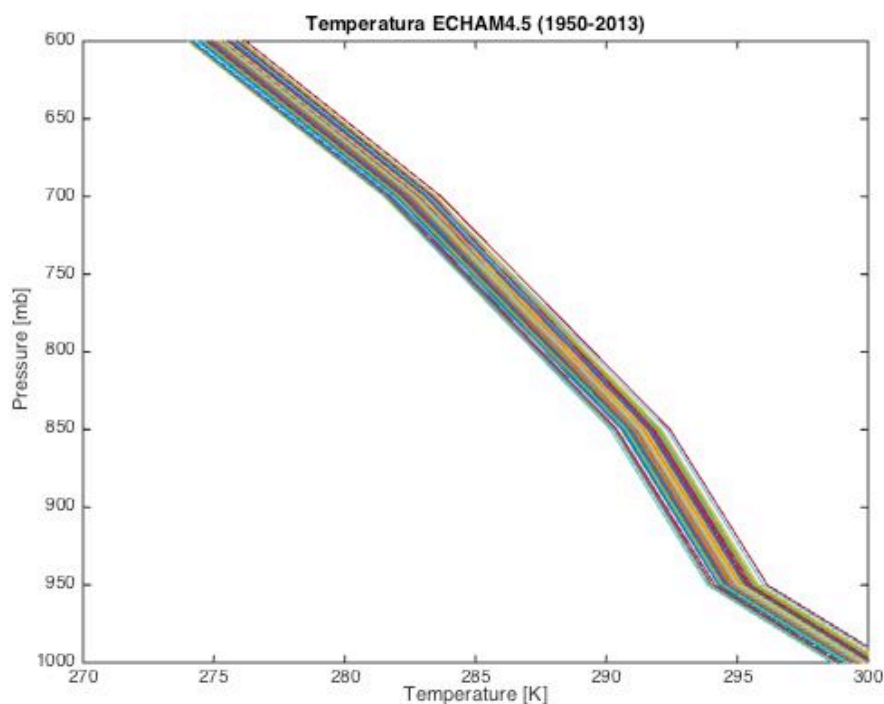
La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

3.2.2 Procesamiento de la información de temperatura del aire libre y a nivel de superficie, y las humedades específica y relativa para diferentes niveles en la atmósfera

Se analizó el comportamiento de la temperatura del aire media anual, teniendo en cuenta los resultados de simulación retrospectivos del modelo ECHAM4.5, para el rango altitudinal [1000-600 mb]. Véase la Gráfica 3-13.

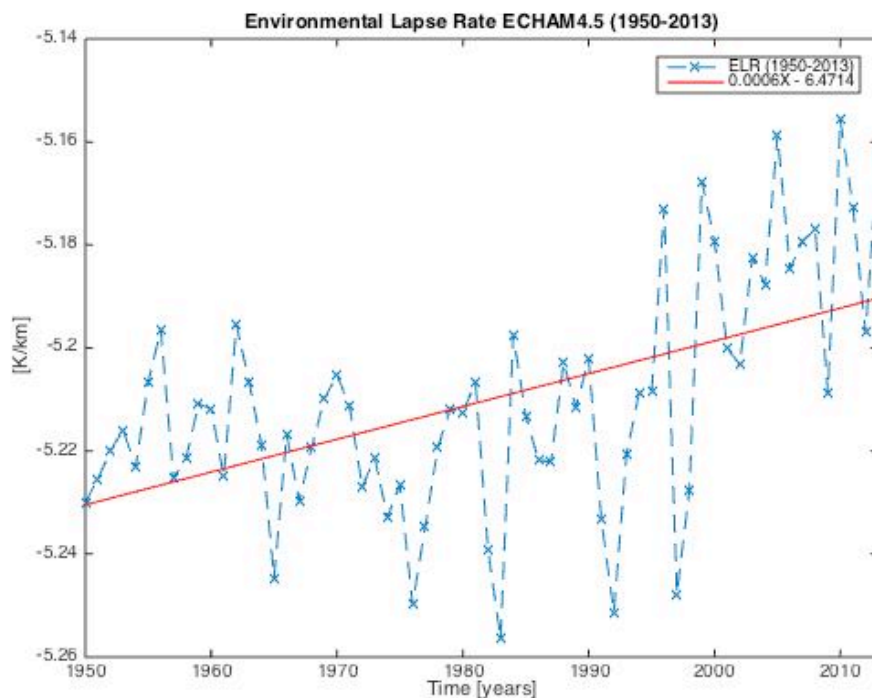
Se calculó la ELR (Γ) para cada uno de los años comprendidos en el período 1950-2013, y se analizó la tendencia en el largo plazo, tal y como se muestra en la Gráfica 3-14. Los resultados de simulación del modelo de circulación general seleccionado sugieren que la

Γ disminuyó a una tasa de -0.0006 K/km por año en el horizonte de simulación disponible.



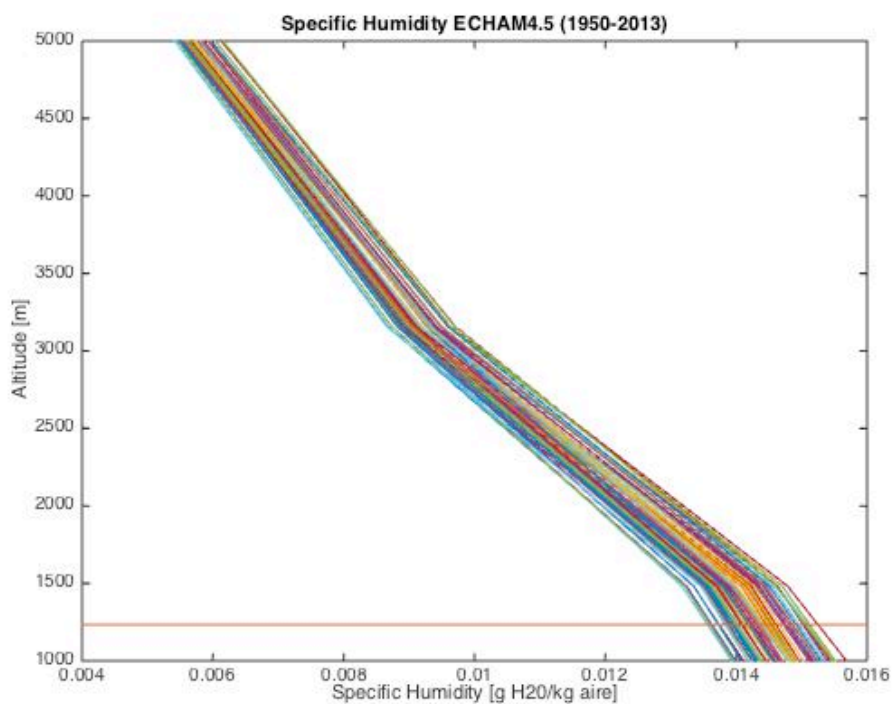
Gráfica 3-13. Perfiles verticales de la temperatura del aire media anual para el horizonte retrospectivo 1950-2013, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



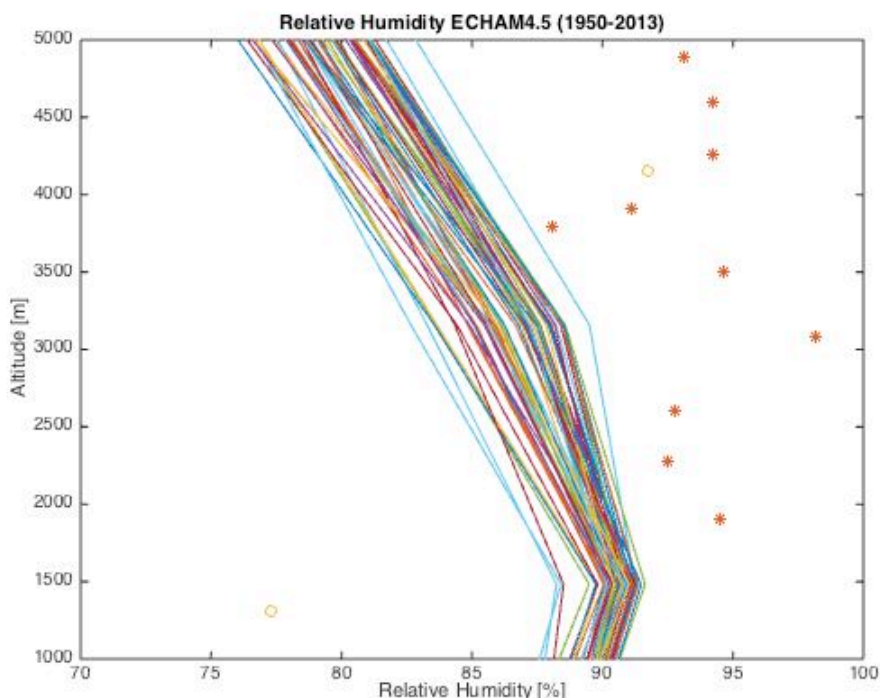
Gráfica 3-14. Tendencia en el largo plazo de la ELR durante el período de simulación 1950-2013, de acuerdo con los resultados retrospectivos del modelo ECHAM4.5

Se analizó además el comportamiento de la humedad relativa, teniendo como base los resultados de simulación de humedad específica del modelo ECHAM4.5. Ver Gráfica 3-15. Para ello se obtuvo la presión de vapor de la ecuación de humedad específica y se calculó la presión de vapor en saturación con la ecuación de Clausius-Clapeyron, a partir de los datos de temperatura sugeridos por el modelo. Se analizó finalmente el comportamiento de la humedad relativa para el horizonte de simulación disponible, tal y como se muestra en la Gráfica 3-16. Con miras a estudiar las diferencias entre la humedad relativa sugerida por el modelo ECHAM4.5 y las condiciones locales sugeridas por las estaciones meteorológicas y los sensores digitales (registros de humedad relativa media anual multianual), se presentaron estos últimos en la Gráfica 3-16. Se observa que el modelo ECHAM4.5 no representa satisfactoriamente el comportamiento real de la variable climática estudiada.



Gráfica 3-15. Perfiles verticales de la humedad específica media anual para el horizonte retrospectivo 1950-2013, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

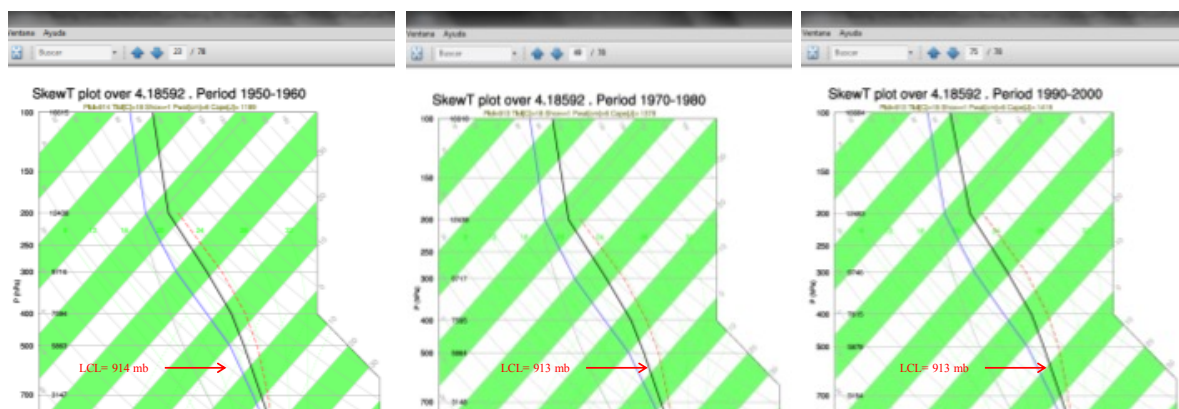


Gráfica 3-16. Perfiles verticales de la humedad relativa media anual para el horizonte retrospectivo 1950-2013, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5

3.2.3 Determinación de la tendencia de largo plazo del cambio del LCL a partir de la información de las presiones de vapor real y en saturación

Por último, se calcularon los perfiles verticales de temperatura del aire libre y temperatura de punto de rocío para la latitud aproximada del PNN Los Nevados, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5. Ver Gráfica 3-16. Los resultados retrospectivos del modelo de circulación global implementado sugieren que el primer LCL (desde la superficie) se presentó a una presión atmosférica promedio de 913 mb en el horizonte de simulación 1950-2011. En el largo plazo, las tasas de cambio del LCL ascendieron a -0,01, -1.11 y -1.40 mb por década en las latitudes 4,18592°N, 6,976533°N y 9,767144°N, respectivamente. Tan sólo las últimas dos tasas son estadísticamente significativas a un nivel de significancia del 5%.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.



Gráfica 3-17. Perfiles verticales de temperatura del aire libre (línea negra continua) y temperatura de punto de rocío (línea azul continua) promedio por década para los periodos 1950-1960, 1970-1980 y 1990-2000, y para la latitud aproximada del PNN Los Nevados, de acuerdo con los resultados de simulación del modelo ECHAM4.5

3.3 INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL ANÁLISIS DE INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA Y DE RESULTADOS DE SIMULACIÓN

3.3.1 Representación de las fluctuaciones (o variabilidad natural normal) del LCL sobre un mapa de coberturas del Parque Nacional Natural Los Nevados

Para representar la variabilidad natural del LCL y relacionarla con la vegetación existente, se utilizó un mapa de coberturas de la “Leyenda Nacional de Coberturas de la Tierra Metodología CORINE Land Cover adaptada para Colombia”, facilitado por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - IDEAM. La metodología se adoptó en Colombia en el marco del programa de apoyo y la colaboración prestada por varias instituciones como el Instituto Geográfico Nacional de Francia (ING), la Embajada de Francia en Colombia, el Fondo Francés para el Medio Ambiente (FFEM) y ONF Andina Colombia (SIAC, 2015).

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

La Ilustración 3-2 muestra la fluctuación histórica del LCL entre los trimestres SON y DJF sobre un modelo digital de elevación del macizo volcánico Ruiz-Tolima. En la figura, la variabilidad está representada por el cinturón altitudinal [2140-2190 msnm], característico de la ubicación del LCL en los trimestres más críticos del año. El LCL se encuentra en la parte baja de la cuenca hidrográfica del Río Claro, como se presenta en la Ilustración 3-3.

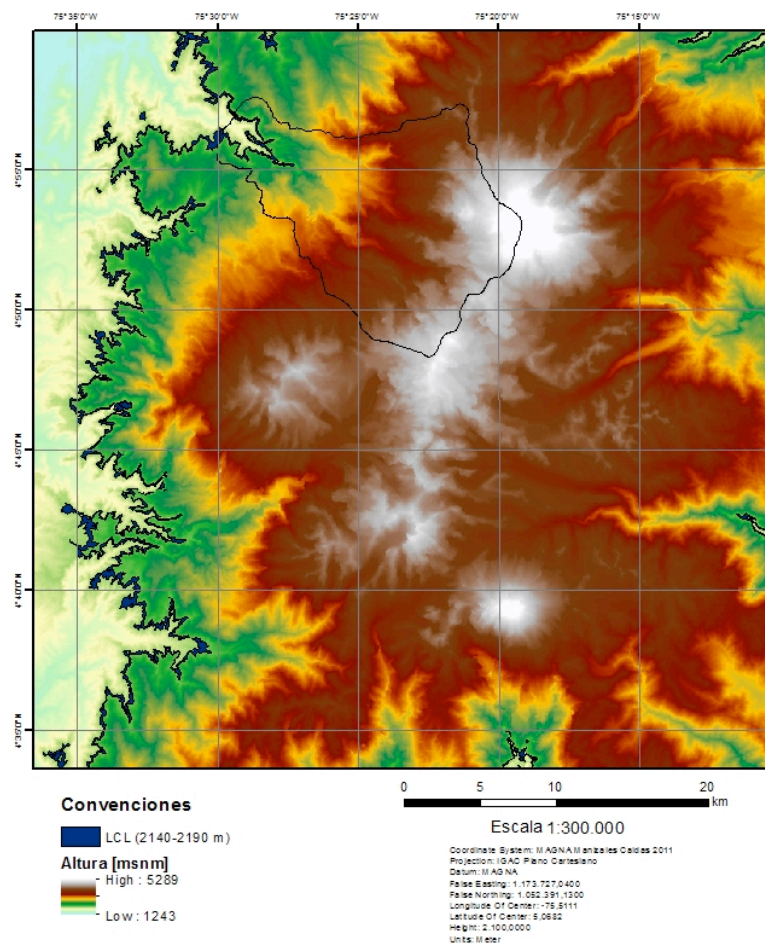


Ilustración 3-2. Estimación de la fluctuación histórica del LCL entre los trimestres SON y DJF en el macizo volcánico Ruiz-Tolima

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

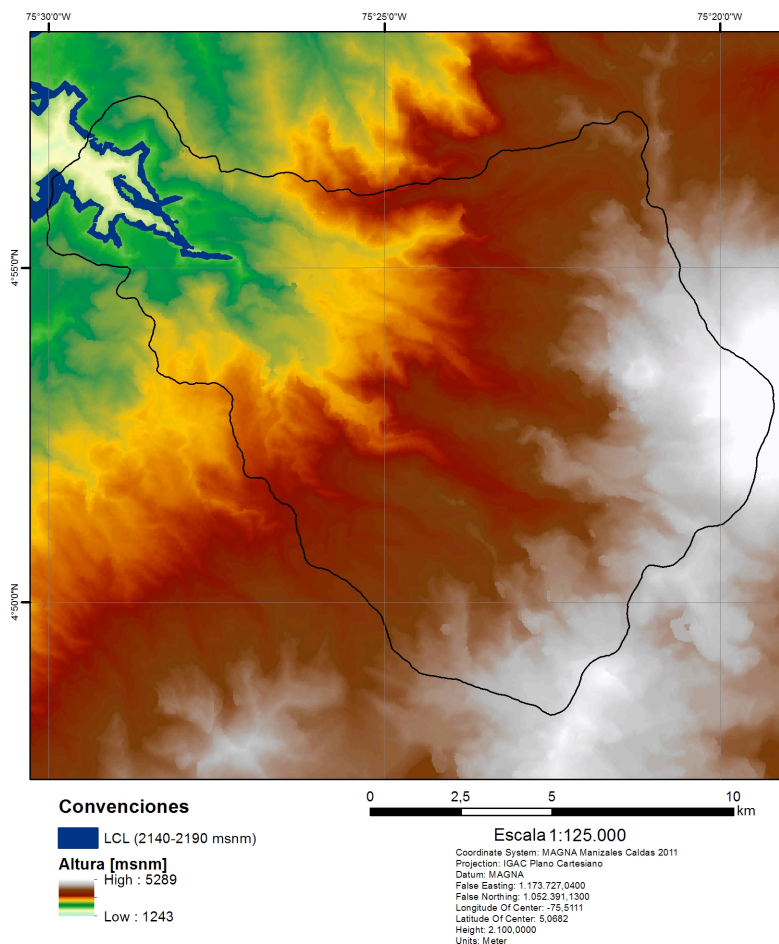


Ilustración 3-3. Estimación de la fluctuación histórica del LCL entre los trimestres SON y DJF en la cuenca hidrográfica del Río Claro

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

3.3.2 Representación de la tendencia en el largo plazo del cambio del LCL sobre el mapa de coberturas

La Ilustración 3-4 representa el cambio en la altura del LCL en el período histórico 1960-2015. La imagen fue generada utilizando la tasa de cambio, estadísticamente significativa, del LCL en el trimestre SON (-0,8 mb por año). Se estimó la altura esperada del LCL en la década de los 60s (alrededor de los 1940 msnm) y la esperada para el presente año (aproximadamente 2440 msnm).

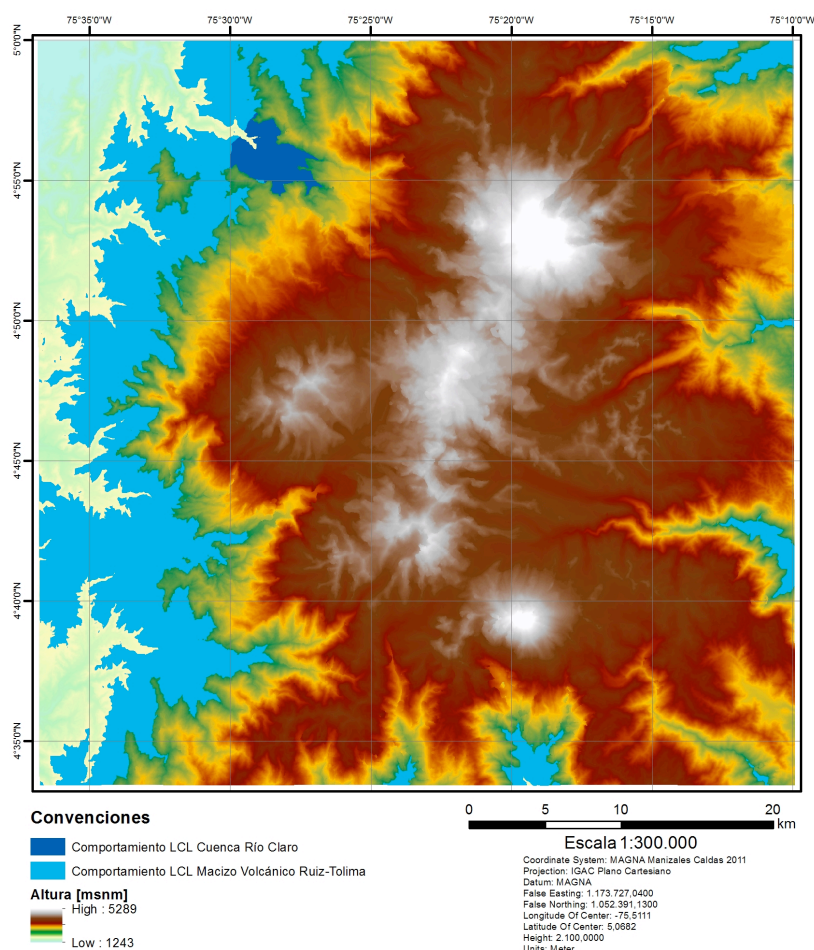


Ilustración 3-4. Inferencia del cambio en el largo plazo del LCL en el período histórico 1960-2015

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

3.3.3 Análisis de las proporciones de bosque Alto-Andino con mayores condiciones de aire seco y de bosque Alto-Andino enano con más condiciones de aire húmedo

Se evaluó el tipo de vegetación de la cuenca del Río Claro que se encuentra en el rango de variabilidad natural media del LCL [2140-2190 msnm]. El porcentaje del área total del tipo de vegetación corresponde a los polígonos que proveen información, debido a que existen nubes de información dentro de la cuenca de interés. La Tabla 3-1 representa las proporciones de vegetación que se encuentran dentro del rango de variabilidad natural bajo condiciones medias anuales multianuales históricas. Las áreas agrícolas heterogéneas corresponden a mosaicos de pastos y cultivos, y mosaico de pastos con espacios naturales. Por lo tanto, la mayor proporción de la vegetación ubicada dentro de este rango corresponde a pastos que han sido transformados. La porcentaje de áreas seminaturales es únicamente el 21%, que corresponden a arbustales de condiciones naturales.

Tabla 3-7. Proporciones de vegetación – Rango LCL histórico

Tipo de vegetación	Condición	Área [ha]	Porcentaje [%]
Pastos	Transformado	348,99	29,42
Arbustal	Natural	247,84	20,90
Áreas agrícolas heterogéneas	Transformado	589,23	49,68

Los tipos de vegetación de la cuenca hidrográfica del Río Claro que se encuentran por encima del LCL se presentan en la Tabla 3-8. Esta vegetación está sometida a condiciones de termodinámica de aire húmedo, no necesariamente en condiciones en saturación. El mayor porcentaje corresponde a áreas seminaturales, a la cual pertenecen los arbustales, herbazales, zonas arenosas naturales, afloramientos rocosos y zonas de glaciares y nivales. Únicamente el 0.3% del área de la cuenca, con tipo de vegetación conocido, corresponde a bosque denso natural.

Tabla 3-8. Proporciones de vegetación por encima del LCL histórico

Tipo de vegetación	Condición	Área [ha]	Porcentaje [%]
Pastos	Transformado	2059,86	15,93
Áreas seminaturales	Natural	6651,49	51,45
Áreas agrícolas heterogéneas	Transformado	4105,06	31,75
Bosques	Natural	37,74	0,29

La

Tabla 3-9 corresponde al tipo de vegetación ubicada dentro del rango en el cual ha ascendido en LCL entre la década de los 60's y el presente. De este total de área, el 3% corresponde a bosque denso natural que está ubicado por encima de los 2190 msnm. Dada la tendencia en el largo plazo de la altura del LCL, este bosque llegará a estar por debajo del LCL, en condiciones de termodinámica de aire seco.

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

Tabla 3-9. Proporciones vegetación - Tendencia LCL

Tipo de vegetación	Condición	Área [ha]	Porcentaje [%]
Pastos	Transformado	348,99	27,53
Arbustal	Natural	291,74	23,01
Áreas agrícolas heterogéneas	Transformado	589,23	46,48
Bosques	Natural	37,74	2,98

4. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

4.1.1 INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA HISTÓRICA

El LCL medio multianual para los trimestres SON y DJF alcanza los 2140 y 2190 m sobre el nivel del mar, respectivamente. Las fluctuaciones estacionales del LCL esperado ascienden, por lo tanto, a 50 m en la vertical. En el largo plazo, el LCL del trimestre SON exhibió una tendencia lineal estadísticamente significativa, a un nivel de significancia de 0,05, que alcanzó los -8,1 milibares por década. Este cambio altitudinal del LCL excede considerablemente la tasa de ascenso del bosque de niebla que ha sido reportada en la literatura (Foster P. , 2001) y que alcanza los 200 m cada 100 años. Bajo estas condiciones, el bosque de niebla y una parte del bosque Alto-Andino muy probablemente experimentarán condiciones más secas al estar expuestos a termodinámica de aire seco, incrementando sus niveles de estrés climático e hídrico.

4.1.2 INFORMACIÓN DE LOS MODELOS DE CIRCULACIÓN GLOBAL

El modelo de circulación global ECHAM4.5, el cual arroja los mejores resultados para el contexto de los Andes tropicales según estudios previos (González Duque & Correa González, 2014), no representa satisfactoriamente las condiciones reales de humedad relativa del *grid point* que corresponde al PNN Los Nevados.

4.1.3 INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LA INFORMACIÓN HIDROMETEOROLÓGICA HISTÓRICA Y DE LOS MODELOS DE CIRCULACIÓN GLOBAL

Se representaron en el mapa de coberturas únicamente los resultados del análisis de la información meteorológica histórica, debido a que los resultados de simulación del modelo de circulación global seleccionado no arrojaron resultados satisfactorios cuando se compararon con las condiciones reales de las variables climáticas evaluadas.

Según la tendencia a largo plazo del ascenso del LCL, este nivel está actualmente cerca de los 2400 msnm. El mapa de coberturas indica la presencia de un bosque denso natural por encima de los 2190 m y por debajo de los 2400 m, con un área aproximada de 37,74 ha. Dicho bosque estará en pocos años expuesto a condiciones de aire seco que pueden generar un estrés hídrico.

5. CONCLUSIONES

El aumento de la temperatura a nivel de superficie, asociado al cambio climático, compromete de manera preocupante los ecosistemas de alta montaña. El escenario actual puede traducirse en una importante reducción de los servicios ecosistémicos que estos ambientes proveen, entre los cuales se resalta la regulación hídrica.

Teniendo como base las condiciones medias trimestrales multianuales, las fluctuaciones históricas estacionales normales del Nivel de Condensación por Elevación (LCL) no exceden los 50 m en la vertical. En los últimos 55 años el LCL se ha desplazado aproximadamente 10 veces tal fluctuación, a una tasa cercana a los -8,1 milibares por década.

En la cuenca hidrográfica de alta montaña del Río Claro, la acelerada tendencia de ascenso del LCL en el largo plazo resulta particularmente preocupante para el bosque denso productor, el cual podría llegar a estar expuesto a condiciones de estrés hídrico en los próximos años. Bajo condiciones de termodinámica de aire seco, i.e. cuando parte del ecosistema esté por debajo del LCL, el bosque no podrá ni producir eficientemente vapor de agua ni captar el disponible en la niebla. Este vapor ha ascendido históricamente hasta los niveles altos, garantizando condiciones cercanas a la saturación o en saturación en ecosistemas de bosque Alto-Andino y de páramo. Es decir, las condiciones altamente húmedas de los niveles altos han sido altamente dependientes del vapor de agua disponible en el bosque productor de los niveles bajos. En condiciones de inestabilidad atmosférica condicional, si las parcelas de aire no están saturadas, la atmósfera se tornaría estáticamente estable, no permitiría la mezcla vertical y, por ende, inhibiría el ascenso de vapor de agua. Por lo tanto, si el bosque productor no logra cumplir su rol, resultará cada vez más difícil llevar vapor de agua hasta el Nivel de Convección Libre, disminuyendo la disponibilidad de agua en las zonas de páramo y por consiguiente la regulación hídrica que prestan los ecosistemas de alta montaña.

El límite del bosque altoandino o *treeline* seguirá ascendiendo mientras siga aumentando la temperatura. Sin embargo, la velocidad a la cual asciende la *treeline* es mucho más lenta que la velocidad de ascenso del Nivel de Condensación por Elevación. Será inevitable entonces que nuestros bosques de alta montaña experimenten condiciones de estrés hídrico y sufran sus consecuencias.

6. CONSIDERACIONES FINALES

Este trabajo dirigido de grado permitió inferir el comportamiento del Nivel de Condensación por Elevación durante un período retrospectivo de 30 a 40 años en un sitio estratégico de los Andes tropicales, como lo es el Parque Nacional Natural Los Nevados y la cuenca hidrográfica del Río Claro. Durante su desarrollo se encontraron falencias y desactualización de alguna información que se sugiere tener en cuenta para estudios posteriores a éste.

Se sugiere actualizar la información de las estaciones meteorológicas utilizadas para analizar la tendencia a largo plazo del LCL en los trimestres críticos SON y DJF, de tal manera que las inferencias aquí presentadas sean validadas, confirmadas y revisitadas en análisis posteriores.

Para conocer con mayor detalle la vegetación de la cuenca del Río Claro que está más amenazada por el comportamiento del LCL, se sugiere representar el comportamiento de esta variable climática sobre un mapa de coberturas de la cuenca que no tenga vacíos de información y que provee información más específica de las zonas de vida potenciales.

Los resultados del comportamiento del Nivel de Condensación por Elevación en la cuenca del Río Claro abren las puertas para estudios posteriores que monitoreen el bosque y analicen su respuesta a las condiciones de estrés hídrico anormales para la vegetación. Adicional al análisis del LCL, se sugiere estudiar también el comportamiento del Nivel de Convección Libre y su relación con las condiciones de humedad de los niveles bajos.

Es recomendable analizar el comportamiento del LCL en otras cuencas del macizo volcánico Ruiz-Tolima, así como en otras zonas de alta montaña, con miras a conocer las condiciones de amenaza sobre el bosque productivo, y poder así tomar medidas de prevención, mitigación y conservación.

7. BIBLIOGRAFÍA

- PNN Colombia. (2015). *Páramos*. (M. d. Sostenible, Productor) Recuperado el Octubre de 2015, de Parques Nacionales Naturales de Colombia: <https://www.parquesnacionales.gov.co/PNN/portel/libreria/php/decide.php?patron=01.201214>
- Foster, P. (2001). The potential negative impacts of global climate change on tropical montane cloud forests. *Elsevier science* .
- IPCC. (2007). *Cambio climático 2007*. Informe de síntesis, IPCC, Ginebra.
- Ruiz, D. (2013). *Adaptation Strategies to Climate Change in the Tropics: Analysis of Two Multifactorial Systems*. Columbia University.
- Muñoz et al. (2011). *High-resolution palynology and geochemistry in The Holocene of NW Colombia: climatic proxies for the tropics* . Presentación, Université de Genève, Universidad Nacional de Colombia, Faculté Des Sciences.
- HUFS. (1996). *Lifting Condensation Level (LCL)* . Recuperado el Octubre de 2014, de san.hufs.ac.kr: <http://san.hufs.ac.kr/~gwlee/session3/lcl.html>
- Foster, P. (2011). Changes in mist immersion. En L. A. Bruijnzeel, F. N. Scatena, & L. S. Hamilton, *Tropical Montane Cloud Forests: Science for Conservation and Management* (pág. 64). Bristol, UK: University of Cambridge.
- American Institute of Physics. (2014). *The Discovery of Global Warming*. Recuperado el 6 de Noviembre de 2014, de General Circulation Models of Climate: <http://www.aip.org/history/climate/GCM.htm>
- González Duque, D., & Correa González, A. (2014). *Cuantificación de la exposición al cambio climático de ecosistemas estratégicos de los Andes tropicales*. Tesis pregrado, Escuela de Ingeniería de Antioquia, Ingeniería Ambiental.
- Boville, & Hurrell. (1998). *A Comparison of the Atmospheric Circulations Simulated by the CCM3 and CSM1**. Journal of Climate, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- NASA. (2001). *Seasonal to Interannual Prediction Program*. Recuperado el Noviembre de 2014, de Earth Observatory: <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=1673>

University of Illinois. (2010). *WW2010 University of Illinois*. Recuperado el 2015, de Observed Dew Point Temperature.

The Florida State University. (2000). *Florida Climate Center*. Recuperado el Noviembre de 2014, de Relative Humidity: <http://climatecenter.fsu.edu/products-services/data/other-normals/relative-humidity>

SFSU. (2004). *Atmospheric Stability and Instability, Part I*. (D. D. Dempsey, Productor) Recuperado el 10 de 2015, de Department of Geosciences SFSU: http://funnel.sfsu.edu/courses/metr200/handouts/stability_I.html

SIAC. (Septiembre de 2015). *Metodología Corine Land Cover*. Recuperado el Octubre de 2015, de Sistema de Información Ambiental de Colombia: <https://www.siac.gov.co/contenido/contenido.aspx?conID=647&catID=471>

González Duque, D., & Correa González, A. (2014). *CUANTIFICACIÓN DE LA EXPOSICIÓN AL CAMBIO CLIMÁTICO DE ECOSISTEMAS ESTRATÉGICOS DE LOS ANDES TROPICALES*. Tesis pregrado, Escuela de Ingeniería de Antioquia, Ingeniería Ambiental, Civil, Geológica e Industrial, Medellín.

Elert, G. (2014). *Temperature*. Recuperado el Noviembre de 2014, de The Physics Hypertextbook: <http://physics.info/temperature/>

Virginia Coast Long-Term Ecological Research. (1996). *The Atmosphere - Chapter 3*. Recuperado el Noviembre de 2014, de The Troposphere: http://atlantic.evsc.virginia.edu/~bph/AW_Book_Spring_96/AW_Book_15.html

Salazar, F. G. (s.f.). *Determinación de Puntos de Rocío y de Burbuja*. (Facultad de Ingeniería - Universidad Rafael Landívar) Recuperado el Noviembre de 2014, de Determinación de Puntos de Rocío y de Burbuja: http://www.tec.url.edu.gt/boletin/URL_01_QUI01.pdf

University of Uwaterloo. (s.f.). *The Clausius - Clapeyron Equation*. Recuperado el Noviembre de 2014, de <http://www.science.uwaterloo.ca/~cchieh/cact/c123/clausius.html>

MIT. (s.f.). *Thermodynamics and Propulsion*. Obtenido de The Clausius-Clapeyron Equation: <http://web.mit.edu/16.unified/www/FALL/thermodynamics/notes/node64.html>

Environmental Monitor. (2010). *fondriest.com*. Recuperado el Noviembre de 2014, de Relative Humidity: <http://www.fondriest.com/news/relativehumidity.htm>

MPI. (2015). *ECAM: Max Planck Institute for Meteorology*. Recuperado el Septiembre de 2015, de Max Planck Institute for Meteorology: <http://www.mpimet.mpg.de/en/wissenschaft/modelle/echam.html>

La información presentada en este documento es de exclusiva responsabilidad de los autores y no compromete a la EIA.

González, J. J., & Alomar, M. (2011). *Convección Atmosférica*. Asociación Canaria de Meteorología, Madrid.

Delworth, T. L., BROCCOLI, A. J., ROSATI, A., STOUFFER, R. J., BALAJI, V., BEESLEY, J. A., ... ZHANG, A. R. (2006). GFDL ' s CM2 Global Coupled Climate Models . Part I : Formulation and, 643–674.

Ruiz et al,. (2012). Trends, stability and stress in the Colombian Central Andes, *112*, 717–732. doi:10.1007/s10584-011-0228-0

Kinter III, J. L., DeWitt, D., Dirmeyer, P. A., Fennessy, M. J., Kirtman, B. P., Marx, L., ... Strauss, D. M. (1997). The COLA Atmospheric-biosphere General Circulation model Volume 1: Formulation COLA.

Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Christoph, M., Claussen, M., Dümenil, L., ... Schulzweida. (1996). *THE ATMOSPHERIC GENERAL CIRCULATION MODEL ECHAM-4: MODEL DESCRIPTION AND SIMULATION OF PRESENT-DAY CLIMATE* (p. 90).